CONSTANTIN VON REGEL

Die Klimaänderung der Gegenwart

740

730

720

710

700

690

DALP-TASCHENBÜCHER

ERKENNTNIS · WISSEN · BILDUNG

CONSTANTIN VON REGEL

Die Klimaänderung der Gegenwart in ihrer Beziehung zur Landschaft

FRANCKE VERLAG BERN

DALP-TASCHENBÜCHER

BAND 335

A. Francke AG. Verlag Bern 1957

Umschlaggestaltung von Paul Dietrich

INHALT

VORWORT

Die langjährige Beschäftigung mit den Vegetationsverhältnissen des eurasiatischen Nordens, insbesondere längs der polaren Waldgrenze, bewog mich, dieses Buch zu schreiben. Das in den letzten Jahrzehnten zu beobachtende Vorrücken der polaren Waldgrenze weist auf eine Klimaänderung hin. Sie wird durch zahlreiche Tatsachen bestätigt, ich habe sie hier zusammenzustellen versucht. Dabei beschränkte ich mich zur Hauptsache auf den Norden Europas und Asiens; nur nebenbei werden die andern Kontinente in den Kreis der Betrachtung einbezogen. Das Buch will also keine erschöpfende Darstellung des ganzen, die Klimaänderung betreffenden Fragenkomplexes sein; es soll nur eine Einführung in die Probleme vermitteln, die sich bei dem Thema «Klimaänderung der Gegenwart» ergeben. Auch die in den Anmerkungen erwähnte Literatur erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit: es handelt sich nicht um eine Aufzählung aller diesen Gegenstand behandelnden Bücher und Aufsätze, sondern um eine geringe Auswahl, die wiederum in ein vertieftes Studium einführen will.

Die Arbeit wurde in Zürich begonnen und in Bagdad vollendet. Ich muß vor allem der Direktion des Geobotanischen Institutes Rübel in Zürich für die Gastfreundschaft danken, die ich dort genoß, sowie für die Möglichkeit, die reiche Bibliothek zu benutzen. Besondern Dank schulde ich auch Herrn Privatdozenten Dr. E. Winkler am Geographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich für die zahlreichen Anregungen bibliographischer Natur sowie Herrn Dr. Streiff-Becker in Zürich für die Hinweise hinsichtlich des Zurückweichens der Gletscher in den Alpen. Schließlich bin ich auch den Leitungen der Bibliotheken verbunden, deren Bücher ich in weitem Maße benützte, ferner allen nicht genannten Personen und Institutionen in der Schweiz und im Auslande, deren Hilfe ich in der einen oder andern Weise in Anspruch nahm.

Zürich und Bagdad, März 1955 Der Verfasser

I. EINLEITUNG

Das Klima auf unserer Erde ist in der letzten Zeit ohne Zweifel wärmer und auch trockener geworden. Dies ist an vielen Anzeichen zu erkennen, woraus man immer häufiger den Schluß zieht, sie seien Ausdruck von eigentlichen Klimaänderungen (oder -schwankungen), ohne daß man sich in der Regel genauer überlegt, was darunter zu verstehen ist. Bevor wir unsere Betrachtungen beginnen, müssen wir daher die beiden Begriffe abzuklären versuchen, zumal die Klimatologen einen grundsätzlichen Unterschied zwischen ihnen sehen, den auch wir zu beachten haben. Als Klimaänderungen (progressive Änderungen) gelten Änderungen, die im gleichen Sinne, das heißt einsinnig seit dem Beginn der Zeit, aus welcher wir Aufzeichnungen besitzen, bis in die Gegenwart fortschreiten. Von Klimaschwankungen (zyklischen Änderungen) ist dann zu sprechen, wenn von einem Mittelwert aus, zum Beispiel von einem Temperaturmittel, einsinnige Abweichungen einige Zeit hindurch andauern, um dann wieder von entgegengesetzten Abweichungen abgelöst zu werden. Auf die Temperatur bezogen, heißt das: sie erhöht sich eine Zeitlang, um dann nach einer bestimmten Periode wieder zu sinken und weniger als das Mittel zu betragen. Klimaschwankungen sind also jene zeitlichen Änderungen des Klimas, die rhythmisch, vielleicht auch periodisch erfolgen.

Schon in der geologischen Vergangenheit gab es Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Wir brauchen ja nur an die quartäre Eiszeit zu denken, während der ein großer Teil Europas, wie jetzt zum Beispiel Grönland und die Antarktis, von einem Eispanzer bedeckt war. Sie kann als eine Unterbrechung einer wärmeren Periode aufgefaßt werden. Übrigens handelt es sich ja nicht um eine einzige, sondern um mehrere Eiszeiten, denen unsere Erde unterworfen wurde. In historischer Zeit läßt sich eine einsinnige Klimaänderung nicht nachweisen, jedenfalls ist sie nicht bewiesen worden. Eine solche einsinnige Änderung wäre für die erste Zeit der Geschichte der Erde anzunehmen, als die Erdoberfläche heiß war und sich allmählich abkühlte.

A. Wagner, der den Klimaschwankungen im Jahre 1940 ein Buch gewidmet hat[1], versteht unter Schwankungen eine Erscheinung, deren Rhythmus man wenigstens während eines ganzen Umlaufes überschauen kann. Von einer Klimaschwankung wird man also dann sprechen, wenn die Veränderung der Elemente mindestens ein Menschenalter hindurch, etwa während fünfzig Jahren, im selben Sinne anhält. Fachleute werden indessen die Möglichkeit haben, weitere Zeiträume zu überblicken, werden wohl auch Rhythmen mit einer weniger großen Periodendauer als

Schwankungen bezeichnen. Darum läßt sich keine scharfe Grenze zwischen Klimaänderung und Klimaschwankung ziehen. Wir wollen auch im folgenden nur von Änderungen sprechen, deren Verlauf wir unmittelbar verfolgen können, die also in der Gegenwart, wie es im Titel unseres Buches heißt, vor sich gehen. Die Frage, ob es sich um größere oder kleinere Schwankungen handle, wollen wir beiseite lassen; denn für uns sind die Tatsache einer Änderung des Klimas und die mit ihr zusammenhängenden Probleme das wesentliche Moment und nicht die Dauer der Schwankung, die wir ja im Augenblick nicht voraussehen können.

Nichts steht nun in der Natur gesondert da, alle Erscheinungen sind mehr oder weniger eng miteinander verknüpft, und wenn sich das Klima ändert, wirkt sich diese Änderung auch auf andere Vorgänge auf der Erdoberfläche aus. Wir werden daher die vor unseren Augen sich abspielenden Änderungen des Klimas in ihrem Zusammenhang mit anderen Erscheinungen, die als eine Folge davon gedeutet werden können, einer Untersuchung zu unterziehen haben.

Der finnische Geograph Auer spricht in einer Arbeit vom Dämon der Wüste[2], der sich über die Erde ausbreitet. Dieses Sichausbreiten der Wüste, der Steppe – die Versteppung, wie man es auch nennt –, wird oft als Anzeige einer Klimaänderung angeführt. Auch andere Erscheinungen gehören dazu, etwa heftige Winde, Austrocknung der Wasserläufe, der Brunnen und vieles andere mehr. Alles, was irgendwie in den letzten Jahrzehnten abweichend aufgetreten ist, wird einer Klimaänderung zugeschrieben. Man versucht sogar, geschichtliche Ereignisse damit zu verknüpfen. Doch bei alledem ist Vorsicht vonnöten, denn vieles, was man im gewöhnlichen Leben mit einer Klimaänderung oder -schwankung erklären möchte, ist nicht als deren Folge, sondern als eine solche der menschlichen Einwirkung auf die Natur zu deuten.

Vergessen wir nicht, daß die Bevölkerung unseres Planeten zunimmt. Weite Teile Europas, Asiens und Nordamerikas sind so dicht bevölkert, daß sich die Natur in weitem Maße gewandelt hat. Die großen städtischen Zusammenballungen bewirken eine derartige Veränderung der klimatischen Verhältnisse, daß die alten, in vielen Städten schon seit Jahrzehnten bestehenden Stationen nicht mehr das wahre Bild wiedergeben: sie müssen weiter ins Land hinaus verlegt werden[3]. In vielen Gegenden verursacht die dichte Bevölkerung, die zur Anlage zahlreicher Brunnen Anlaß gegeben hat, ein Fallen des Grundwasserspiegels. Es gäbe noch viele solcher Beispiele. Wir müssen also alles, was auf eine Klimaänderung bezogen wird, kritisch betrachten.

Unlängst erschien ein von dem bekannten amerikanischen Naturforscher Fairfield Osborn verfaßtes Buch, betitelt *Unsere geplünderte*

Erde[4]. «Durch seine Spezialisation», so lesen wir darin, «wird der Mensch zu einer gleichsam geologischen Kraft, die umgestaltend auf die Erde wirkt und damit auch das Klima beeinflußt.» Je mehr die Bevölkerung anwächst – ihre Vollkapazität ist ja noch lange nicht erreicht –, desto mehr werden immer weitere Strecken der Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft und oft genug in eine Raublandschaft umgewandelt. Der Mensch nimmt der Erde nur die Reichtümer und läßt sie ausgesogen zurück. Das im Laufe der Jahrtausende entstandene Gleichgewicht in der Natur wird gestört, der Humus, der sich in der Naturlandschaft immer wieder ersetzte, vollständig vernichtet. Wird aber das Land der Pflanzendecke beraubt, werden die Weiden zu stark vom Vieh begangen, so setzt die Erosion ein: der bloßgelegte Humus wird vom Winde weggeblasen und vom Regen fortgespült. Riesige, einst fruchtbare Gebiete der fünf westlichen Staaten der USA wurden in trostlose Sandwüsten verwandelt, nachdem die Stürme die ganze Humusdecke als Staub weggeweht hatten. Einst zogen die Siedler in die ungeheuren Prärien des Westens mit zahllosen Herden von Bisons und weiter bis zu den von dichten Wäldern bedeckten Hängen der Gebirgsketten, die sich am Pazifik hinziehen. Jetzt dehnen sich auf den Prärien, die nahezu 40% der Bodenfläche der USA ausmachen, weite Getreidefelder und Weideflächen für Zuchttiere aus. Der Farmer der USA ist ja kein Bauer in unserem Sinne des Wortes, der auf die Erhaltung der Scholle, worauf schon seine Vorfahren saßen, bedacht ist und sie darum sorgfältig pflegt und düngt. In den jungen Ländern ist man vor allem auf raschen Erwerb bedacht, und wenn der Boden kein Getreide mehr hervorbringt, wird ein anderes Stück Land in Angriff genommen.

Auch das ursprünglich mit Wald bedeckte Land wird bearbeitet. Einst betrug die Waldfläche der USA zirka 40%, heute ist sie auf 7% der Gesamtfläche zusammengeschmolzen. Immerhin kann man den Bestand auf 20% der Gesamtfläche ansetzen, wenn man die neu aufgeforsteten Gebiete hinzurechnet. Doch die gegenwärtig noch bestehenden Waldungen werden gleichfalls allmählich vernichtet. Die verschiedenen Industrien verschlingen riesige Mengen; für Papier, Brenn- und Bauholz wird alljährlich so viel geschlagen, daß der Verlust den Nachwuchs um 50% überschreitet.

Die Kulturfläche der USA beläuft sich auf vierhundert Millionen Hektar Farm- und Ackerboden, Weide und Naturweide. Sie ist jedoch, wie schon erwähnt und wie man aus einem Bericht des Soil Conservation Service ersehen kann, gefährdet. Schon ist, so lesen wir, ein Viertel der vierhundert Millionen Hektar ruiniert oder verarmt. Der Verlust an Humus beträgt jährlich 5400000000 Tonnen, die als Folge der Ero-

sion in die Luft geflogen oder weggeschwemmt worden sind. Der Verlust des Farmlandes allein beträgt drei Milliarden Tonnen, das heißt so viel, daß man einen Güterzug füllen könnte, der achtzehnmal um den Erdball herumreicht[5]. In einem einzigen Jahr verschwindet durch Erosion einundzwanzigmal so viel Pflanzennahrung als Früchte, die auf diesem Lande gedeihen könnten. Der Kampf gegen die Bodenerosion ist mit dem Kampf gegen den Raubbau in den Wäldern verbunden: infolge Kahlschlags und von Erosion verschlammen die Flüsse, und deren Wasser tritt im Frühling über das Flußbett, das durch den aus produktivem Boden entstandenen Schlamm gehoben ist. Immerhin ist der Anfang zur Selbstbesinnung in den USA schon gemacht worden. Das beweist die Tenessee Valley Authority: ihr Experiment einer einheitlichen Planung und Entwicklung eines Flußgebietes und seiner Wasser- und Bodenschätze wirkt sich zum Segen der Allgemeinheit aus[6].

In Asien, dem Kontinent der ältesten Kulturen, vielleicht ist es auch die Wiege der Menschheit, wurde ebenfalls seit den frühesten Zeiten Raubbau getrieben, noch lange bevor Amerika entdeckt war. Es sind keine Beweise dafür vorhanden, daß in historischer Zeit ein Land infolge einer Klimaänderung ausgetrocknet wäre; immer ist es der Mensch, der diese Katastrophe hervorgerufen hat. Überreste von Terrassen, die Kulturen wie Weinstöcke und Olivenbäume tragen, weisen auf eine frühere, jetzt verschwundene Landwirtschaft hin. In Zentralasien ist die Oasenkultur jetzt noch entwickelt. Die Flugsande der ungeheuren Kara-Kum-Wüste sind mittelbar wohl eine Folge der intensiven Beweidung und der Rodungen des Saxaul[7]. Jetzt sollen mit diesem Baum viele hunderttausende Hektar Sandwüste neu bepflanzt werden.

Zu den reichsten Ländern der Erde gehörte einst das Gebiet zwischen Euphrat und Tigris, das man daher auch den Garten Eden nannte. Hier bestanden blühende Reiche, Sumer und Akkad, Babylon und Assyrien, große reiche Städte wurden gegründet. Mittels Bewässerungsanlagen wurde der trockene, aber fruchtbare Boden berieselt und in Felder umgewandelt. Doch allmählich trat ein Umschwung ein, die Wälder in der Umgebung wurden gerodet, das Weideland ausgebeutet, und nach dem Einbruch fremder Völker, zum Beispiel der Mongolen, verfielen die Bewässerungsanlagen, bis alles, Städte und Kulturland, wieder unter dem Wüstensande vergraben war. Wie die Wüste überall dort die Gegend erobert, wo der Mensch die Vegetation vernichtet und wo das Vieh das letzte Gras abgeknabert hat, sieht man auf Schritt und Tritt im Irak: öde Wüste auf dem einen Flußufer, üppige Pflanzenwelt auf dem gegenüberliegenden, wo sie wegen der Gartenkultur geschützt ist und Schafe und Ziegen keinen Zutritt haben. Das nördliche Syrien war einst voll

blühender Städte, deren Ruinen jetzt noch zu sehen sind. Die Türschwellen liegen mehrere Fuß über dem Erdboden – ein Beweis dafür, daß der fruchtbare Boden aus den Höfen fortgeblasen wurde. Die einst berühmten Zedern des Libanon sind bis auf wenige Reste verschwunden, man hat sie gefällt und das wertvolle Holz für Bauzwecke ausgeführt. Nicht nur der Tempel Salomos in Jerusalem, sondern auch Tempel und Paläste in andern Ländern sind daraus entstanden.

In China und Indien gibt es gleichfalls zerstörtes Gelände. Wenn auch der Chinese der geborene Bauer ist, der mit Liebe sein Fleckchen Erde pflegt, so wohnt doch die Bevölkerung so dicht, daß Raubbau und Erosion vielerorts kaum zu vermeiden sind. Der Gelbe Fluß zieht zwischen Dämmen dahin, die höher sind als die umliegende, zum Teil einer Wüste gleichende Landschaft. Sein Bett hat er sich in dem Schlamm gebaut, der aus den erodierten Gebieten seiner Quellen stammt.

Wir brauchen aber nicht so weit zu suchen, schon bei uns in Europa gibt es mehr als genug verwüstetes Gelände, zum Beispiel im Mittelmeergebiet. Griechenland ist jetzt zum großen Teil mit spärlichem Gestrüpp aus immergrünen Gehölzen, der Macchia, bedeckt, die dort, wo auch sie verdirbt, durch die Phrygana, den Staudenflur, ersetzt wird. Trocken und kahl ist Griechenland, bloß liegen die weißen Kalkfelsen da. Und doch war einst das Land von dichten Wäldern bedeckt, die vom Meere bis hinauf zu den Berghöhen reichten; stellenweise haben sie sich im Norden, etwa auf dem Olymp, dem Berg der Götter, oder auf Samos, der Insel des Polykrates, erhalten. Auch Kreta, die sonnige Insel, ist von Wald entblößt. Olivenwälder und Haine des Johannisbrotbaumes, Macchia und Phrygana, voll der seltensten Pflanzen, bedecken das schöne Eiland, in dessen Wäldern einst die wilden Stiere hausten, die der sagenhafte König Minos in seinem Labyrinthe hielt und die schon damals für Stiergefechte eingefangen wurden; denn solche hat es, wie die Wandgemälde zeigen, schon in jenen Zeiten gegeben. Nur 20% der Bodenfläche eignen sich heute zum Anbau, und höchstens 2% des ganzen Landes tragen noch ihre ursprüngliche Humusschicht, im übrigen ist alles erodiert, der fruchtbare Boden durch Regengüsse weggeschwemmt worden. Es gibt jetzt auch nur noch 5% Wälder. Jahrhunderte des Kahlschlags, der Waldbrände, der Nutzung des Macchia-Gestrüppes zur Gewinnung von Weide für Ziegen und Schafe haben das Land kahl und unfruchtbar gemacht.

Hoch erhebt der Athos seine Marmorpyramide zum Himmel. Dahinter erstreckt sich die lange, von dichtem Grün bedeckte Halbinsel, und dort, wo das Gebiet der Klosterrepublik seine Grenze findet, ist das Land wieder wüst und leer. Innerhalb der autonomen Republik der

Klöster ist Viehzucht unmöglich, denn kein weibliches Tier darf diesen geheiligten Boden betreten; hier fehlen daher die Ziegen und Schafe, die sonst in Griechenland alles abknabbern und das Aufkommen des Waldes verhindern[8]. Der griechische Meteorologe Mariolopoulos[9] zitiert eine Stelle bei Platon, die zeigt, daß die Frage einer Klimaänderung nicht neu ist, sondern die wissenschaftlichen Kreise des alten Griechenlands ebenso beschäftigte wie die jetzigen.

Kahl und entwaldet ist ebenfalls die Türkei, besonders Anatolien. Dasselbe ist der Fall in Palästina, in der Kyrenaika und in Tripolis, das, einst eine Kornkammer Roms, von unfruchtbarer Wüste bedeckt ist, deren Sand alle Kulturen, Städte und Dörfer verschüttete. Unter Italiens Herrschaft wurden zahlreiche Brunnen gegraben und Versuche gemacht, das Land wieder emporzubringen. Doch die Herden der Viehzüchter in der Wüste drohen das Errungene wieder zu zerstören, so wie sie die zur Römerzeit vorhandenen Kulturflächen vernichteten.

Ägypten wird als ein reiches Land angesehen, da es vom Nil bewässert wird; aber es wird kaum in Betracht gezogen, daß mit der Zeit die Vernichtung der Wälder an den Quellen dieses Stromes dessen Wasserhaushalt beeinflussen muß. Denn ein Fluß bleibt nur so lange Fluß, als die Quellgebiete nicht ungebührlich beeinträchtigt werden. Hinzu kommt der Anbau von Baumwolle für die Textilindustrie Englands sowie der von Tabak, Monokulturen, bei denen die jährliche fünf Monate lange Brache, wo die wesentlichen Prozesse zur Erhaltung der Fruchtbarkeit stattfinden, nicht mehr beachtet wird. Der Boden wird zusehends schlechter, die Baumwollernten werden geringer, weil die alte Überflutungsbewässerung zur Zeit des jährlichen Hochwassers durch eine ganzjährige Bewässerung ersetzt worden ist.

Im Innern Afrikas macht sich der Raubbau ebenso bemerkbar. Wälder werden gerodet, um Plantagen Platz zu machen. Ein Beobachter stellte fest, daß jeder europäische Einfluß, sowohl der Regierung als auch der Kirche, des Händlers oder Schnapsverkäufers, die Afrikaner zum Anbau barverkäuflicher Nutzpflanzen getrieben hat. Das Steuersystem zwang ihn zur Änderung seiner alten landwirtschaftlichen Methoden. Im Sudan nimmt die Wüstenfläche zu. In Südafrika soll Smuts, der einstige Premierminister, gesagt haben, die Erosion sei das schwerwiegendste Problem, dem sich das Land gegenübergestellt sehe, schwerwiegender als alle politischen Probleme.

Doch wenden wir uns dem festländischen, nicht mediterranen Europa und Asien zu. Einem Koloß gleich liegt, über viele Breiten- und Längengrade ausgedehnt, die mächtige Sowjetunion da. Auch hier wurde schon in frühen Zeiten Raubbau getrieben. Die Wälder des Nordens schwin-

den, die Steppe mit ihren Schwarzerdeböden nimmt an Fruchtbarkeit ab. Jahrhundertelang wurde darauf nur Getreide gebaut, ohne daß man daran dachte, durch Fruchtwechsel oder Düngung dem Boden die nötige Nahrung zuzuführen. Noch weniger sorgte man dafür, die Felder vor den trockenen, heißen, von Osten kommenden Winden zu schützen. Die ausgedörrte Erde wurde weggeblasen, die Erosion machte sich breit, der Boden verarmte. Um den katastrophalen Folgen zu entgehen, begann man die Dürre zu bekämpfen. Die Wolga wird jetzt durch Staudämme in große Seebecken aufgeteilt, die das Wasser für die Berieselung der Wüsten und Steppen liefern sollen. Mittels Anpflanzung von großen Waldstreifen und der Aufteilung des ganzen Steppengeländes in sechzig Kilometer lange und dreißig Kilometer breite Rechtecke, die von Waldstreifen eingefaßt werden, versucht man die trockenen Winde abzuhalten[10].

Desgleichen sind in Australien infolge der menschlichen Einwirkung, der Einführung des Kaninchens, der unvernünftigen Entwaldung, der starken Beweidung durch Schafe und des Raubbaus, weite Strecken der Erosion verfallen. Hier hat man bei der dünnen Bevölkerungsdichte noch wenig für die Bekämpfung der eingetretenen Schäden getan.

Wir sehen: der Mensch hat unvernünftig gehandelt, er hat die Reichtümer der Erde zerstört, und als Folge davon können Wandlungen des Klimas eintreten. Wir dürfen daher nur mit Vorbehalt von einer natürlichen Klimaänderung in diesen Gegenden sprechen.

In den letzten Jahren werden Berichte über Wassermangel immer häufiger. Das Grundwasser fällt, die Brunnen versiegen, Quellen geben kein Wasser mehr usw. Man sucht auch solche Erscheinungen mit Klimaänderungen in Verbindung zu bringen, was indessen nicht immer der Fall zu sein braucht. Denn die stärkere Besiedelung der Erde, die Industrialisierung, die landwirtschaftliche Intensivierung, die Entwässerung von Sümpfen und von Mooren und schließlich die Vernichtung der Wälder und die starke Erosion begünstigen das Austrocknen und können Erscheinungen hervorrufen, die Folgen einer natürlichen Klimaänderung vortäuschen. Inwieweit das Grundwasser in vielen Gegenden gefallen ist, ersieht man daraus, daß in manchen Teilen Deutschlands der Zuzug gesperrt werden mußte, da das nötige Trinkwasser für die Erweiterung der Gemeinde fehlt. Es gibt Gegenden in Deutschland, in denen zum Bauernhof ein Wasserwagen gehört, womit das nötige Wasser oft etliche Kilometer zugestellt wird, weil die Brunnen des Dorfes längst versagen – und zwar ist das nicht erst neuerdings so, sondern schon seit zehn bis zwanzig Jahren. Im Voralpengebiet froren zum erstenmal seit Menschengedenken die südlich des Starnberger Sees gelegenen Osterseen

zu, und zwar in dem relativ warmen Winter 1948/49. Das Grundwasser, das diese Seen speiste, ist inzwischen so weit gesunken, daß die «Heizung» der Seen (denn als solche können wir sie bezeichnen) nicht mehr funktionierte.

Eine Reihe von Fachleuten ist der Meinung, daß bis auf die exakt meßbare Erhöhung der Jahresdurchschnittstemperatur und den stärkeren Abschmelzungsprozeß der Gletscher in den Alpen bei einer Betrachtung der Wasserführung der Flüsse oder des Grundwasserstandes während eines Zeitraumes von rund fünfzig Jahren keine befriedigende Erklärung für die Wassernot der jetzigen Zeit zu finden sei. Doch die tatsächlichen Ursachen des Wassermangels müssen andere sein. Vor allem spielen die unsinnige Vernichtung der Wälder und die Entwässerung der Moore eine Rolle. Beide sind in der Landwirtschaft als natürliche Wasserschwämme anzusehen. Das Regenwasser wird durch die Wurzeln und Moose aufgesogen und allmählich wieder abgegeben, während es nicht selten den ganzen Humus wegreißt. Ferner bleiben über einem Walde die austrocknenden Winde aus, und der Grundwasserspiegel behält seine Höhe. Zur Vernichtung kommt noch die in den Forsten einseitige Bevorzugung von Nadelhölzern auf Kosten der Mischbestände, die wiederum eine einseitige Mikrobenwelt im Boden bedingt und damit das biologische Gleichgewicht beeinträchtigt. Bei der Entwässerung von sumpfigem Gelände besteht das Ergebnis nicht selten in schönen Wiesen und fruchtbaren Feldern und täuscht eine Klimaänderung vor. Doch in den Havelseen bei Berlin begann zum Beispiel der Aal zu verschwinden, das Wasser verfärbte sich immer mehr, die Blaualgen nahmen überhand, und in der Tiefe bildeten sich Faulschlamm und Schwefelwasserstoff. Durch die umfangreichen Entwässerungsarbeiten hatte sich nämlich das Grundwasser gesenkt, und der Zustrom von Kaltwasser in die Seen wurde behindert.

Eine weitere Entwässerung des Landes ist der Regulierung der Flüsse und Bäche zuzuschreiben; denn im natürlichen gewundenen Lauf wird das Wasser länger aufgehalten als im geradlinigen, wo es möglichst rasch zum Meere geleitet wird[11].

Vorsichtig muß man sich gegenüber Behauptungen verhalten, der Weinbau sei in manchen Gegenden verschwunden, wie zum Beispiel im südlichen England, in Norddeutschland, in Ostpreußen, ja sogar im früheren Kurland. Diesbezüglich spielen die veränderten Verkehrsverhältnisse eine Rolle, so daß an manchen Orten der Anbau der Weinrebe wohl möglich, jedoch uneinträglich ist. Bei den mangelhaften Transportmöglichkeiten in früheren Zeiten wurde Wein überall dort gebaut, wo er noch zu gedeihen vermochte, auch wenn er schlechtester Qualität

war. Der Rückgang der nördlichen Grenze des Weinbaus ist also keineswegs auf eine Klimaänderung zurückzuführen.

Dies sind nur einige Beispiele dafür, welche Folgen der menschliche Eingriff für die Natur eines Landes hat und wie dadurch Erscheinungen ausgelöst werden, die man einer Veränderung des Klimas zuschreiben möchte. Anderseits ziehen solche Eingriffe in die Natur auch Veränderungen des lokalen Klimas nach sich. Wir müssen daher die Folgen von Klimaänderungen mit äußerster Vorsicht prüfen.

Das Klima ändert sich tatsächlich, wie wir im Laufe unserer Untersuchung sehen werden; aber auf welche Weise sich die Änderung auswirkt und woraus sie ersichtlich wird, wollen wir genauer untersuchen. Zuerst müssen wir uns mit dem Klima selbst befassen und feststellen, welche seiner Elemente sich in der Gegenwart gewandelt haben und noch weiter wandeln. Ferner werden wir uns mit Veränderungen in der Natur befassen, die als eine Folge dieser Klimaänderung gedeutet werden können oder die, umgekehrt, auf eine Klimaänderung hinweisen.

II. DAS KLIMA

1. Einleitung

Auf Grund unserer Definition der Begriffe Klimaänderung und Klimaschwankung sollen jetzt die Veränderungen des Klimas selbst untersucht und dargestellt werden. Zu diesem Zwecke müssen wir das Klima zeitlich zurückverfolgen. Dies ist allerdings nur teilweise möglich, da einwandfreie meteorologische Beobachtungen bloß für einen Zeitraum von etwa zweihundert Jahren zur Verfügung stehen, obwohl einzelne, wenn auch lückenhafte Beobachtungen bis in die Anfänge des 18. Jahrhunderts zurückreichen. Das Barometer wurde erst im 17. Jahrhundert erfunden. Das Weingeistthermometer konstruierte Reaumur im 18. Jahrhundert, worauf Celsius die nach ihm benannte Skala einführte. Früher konnten demnach keine exakten Messungen gemacht werden.

Welches sind nun die ältesten Stationen, deren Beobachtungen wir benützen können? Wir geben als Beleg einige der wichtigsten an, die Zahlen aus der Zeit vor 1800 besitzen. Dabei bedeutet b = Messung des Luftdruckes, t = der Temperatur und N = der Niederschläge. Die Zahlen bezeichnen das erste Beobachtungsjahr [1].

Berlin: t 1719, N 1728
Padua: 1725
St. Petersburg: t 1743
Zwanenbrug in Holland: t 1743
Turin: 1753 und Lund: 1753
Basel: 1755
Stockholm: t 1756, Gewitter 1730
Paris b 1753, t 1757, N *1806 und Tage mit* N *1752*
London: 1763
Mailand: t 1763, N 1764
Edinburg: 1764
Wien: 1775
New Haven *USA: 1779*
Kopenhagen: 1768
Wilna: t 1781
Rom: N 1782

Alle Änderungen des Klimas äußern sich als Änderungen seiner Elemente. Elemente sind Temperatur der Luft, Niederschläge, Luftdruck und Luftbewegung und andere. Wir wollen diejenigen einer Betrachtung

unterziehen, bei denen die Änderungen am augenfälligsten sind, nämlich die Änderungen der Lufttemperatur, der Niederschläge und des Luftdrucks.

2. *Die Temperatur der Luft*

Der deutsche Meteorologe G. Hellmann wies erstmalig in einigen Arbeiten auf eine auffällige langjährige Klimaschwankung hin und zeigte mit Hilfe der Beobachtungsreihe der Temperatur in Berlin für die Zeitspanne von 1769 bis 1916, daß strenge Winter früher viel häufiger waren. Zur Darstellung dieser Änderungen wurde die Summe aller Tagesmittel unter 0° in den 151 Tagen vom 1. November bis 31. März benützt. In den 58 Jahren von 1788–1845 traten siebzehn sehr strenge Winter mit einer negativen Temperatursumme von mindestens 320° auf, in den 71 Jahren zwischen 1846 und 1916 nur sechs. In den ersten 75 Jahren kamen nur acht milde Winter vor, in der zweiten Hälfte der Beobachtungsreihe dagegen neunzehn.

Aus Gründen, die später dargelegt werden, interessieren uns vor allem die Gegenden der arktischen Zone (vgl. S. 38). Wir besitzen hier allerdings nur sehr kurze Beobachtungsreihen; dennoch lassen sich an Hand der uns zugänglichen Zahlen wertvolle Aufschlüsse über die Wandlung des Klimas in hohen Breiten gewinnen.

So stehen für die im sowjetrussischen Teil der Arktis liegende Doppelinsel Nowaja Semlja, und zwar nach der auf der südlichen Insel auf 72°31′ befindlichen Station Malyja Karmakuly, folgende Angaben für die Temperatur zur Verfügung [2]:

Perioden:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr:
1876–1919	-14.9	-14.8	-15.6	-10.9	-4.4	1,4	6.4	6.4	2.8	-2.8	-9.3	-13.3	-5.8
1920–1935	-11.8	-12.2	-15.1	-11.4	-4.4	2.0	6.8	6.8	3.7	-1.8	-6.7	-11.7	-4.6
Differenz	3.1	2.6	0.5	0.5	0.0	0.6	0.4	0.4	0.9	1.0	2.6	1.6	1.2

Daraus ist ersichtlich, daß in der Zeitspanne von 1920 bis 1935 die Mitteltemperaturen um 1.2° höher waren als in der vorherigen, die Jahre von 1876 bis 1919 umfassenden Periode. Dabei scheint die Erwärmung in den Wintermonaten besonders stark zu sein.

Auch an andern Stationen der Arktis läßt sich die starke Erwärmung in den letzten Jahrzehnten nachweisen, wenn dies auch insofern schwieriger ist, als es nur wenige Stationen mit ähnlich langen Beobachtungsreihen wie für Malyja Karmakuly gibt.

Auf Grönland kommen für unsere Zwecke die Messungen in Upernivik an der Westküste und in Angmassalik an der Ostküste in Betracht. In Upernivik wurden folgende Temperaturmittel errechnet [3].

Periode:	Januar:	Juli:	Jahr:
1881–1890	–22.2°	5.3°	–9.3°
1891–1900	–21.3°	5.0°	–8.5°
1901–1910	–24.1°	5.4°	–8.3°
1911–1920	–21.1°	4.5°	–8.4°

Die Mitteltemperaturen sind in den Dekaden seit 1891 merklich gestiegen.

Dasselbe Bild ergibt eine ähnliche Berechnung für Godhavn:

Periode:	Januar:	Juli:	Jahr:
1881–1890	–10.7°*	6.5°	–2.5°
1891–1900	– 9.6°	6.4° *	–1.6°
1901–1910	–10.7°	6.6°	–2.0°
1911–1920	– 8.6°	6.6°	–1.6°
* unvollständig			

Das Jahresmittel ist um den gleichen Betrag wie in Upernivik, also um 0.9°, gestiegen.

Für das ebenfalls an der Westküste Grönlands liegende Jakobshavn berechnete Scherhag[4] folgende Werte, die einen analogen Temperaturanstieg zeigen:

Jahreszeit:	1883–1892	1893–1902	1903–1912	1912–1922	1923–1932
Winter	–18.1°	–17.7°	–17.2°	–16.4°	–13.0°
Sommer	+ 5.0°	+ 5.3°	+ 5.9°	+ 5.0°	+ 6.0°
Sommer-Winter	23.1°	23.0°	23.2°	21.4°	19.0°

Das zehnjährige Wintermittel November bis März hat sich also um volle 5° gehoben, was auf ein eindeutiges Wärmerwerden des Klimas hinweist.

Ähnliches gilt für Angmassalik:

Periode:	Januar:	Juli:	Jahr:
1901–1910	–9.4°	+6.4°	–2.0°
1911–1920	–7.0°	+6.5°	–1.8°

Die Mittel für Januar und Juli und das Jahresmittel weisen in der zweiten Dekade dieses Jahrhunderts höhere Werte auf als die entsprechenden Mittel in der ersten Dekade.

Diese Erhöhung belegt außerdem eine Reihe von Zahlen, die wir auf Grund von Angaben im *Weather Record* zusammengestellt haben:

Jahresmittel für die Jahre 1895–1909: –2.2°
1912–1923: –1.7°
1925–1940: –0.4°

Hauptsächlich fällt die Temperaturzunahme in den letzten fünfzehn Jahren vor 1940 auf. Das stimmt mit den Angaben für Malyja Karmakuly überein, wo von 1920 bis 1935 die Temperatur besonders zugenommen hat.

Für Spitzbergen besitzen wir nur unvollständige Angaben, aus denen aber immerhin hervorgeht, daß die Temperaturzunahme hier größer ist als in den andern Sektoren der Arktis. So betrug in Green Harbour das Jahresmittel für die Jahre 1912 bis 1919 –9.3°, für die Jahre 1920 bis 1933 jedoch –5.7°, was mit der wärmeren Periode seit 1920 auf Nowaja Semlja übereinstimmen würde. Eine andere Berechnung ergibt für drei, allerdings verschieden lange, Perioden folgende Jahresmittel[5]:

Periode:	Januar:	Juli:	Jahr:
1892–1923	–15.7°	5.5°	–7.9°
1924–1930	–15.1°	5.5°	–7.6°
1931–1940	–13.3°	5.7°	–6.6°

Auch hier zeigt sich die starke Erhöhung des Jahresmittels im letzten Jahrzehnt. Vor allen ist der Winter wärmer geworden, die Sommertemperaturen blieben konstant.

Die klimatologischen Angaben aus Island bestätigen ebenfalls, daß sich die Änderung um 1920 stärker bemerkbar macht. Dies ersehen wir aus folgender Tabelle für Reykjavik:

Perioden:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr:
1871–1875	–1.4	–0.8	1.3	3.6	6.6	10.1	11.1	10.4	7.4	3.6	1.0	0.0	4.6
1876–1880	0.2	–0.3	0.1	2.6	5.8	9.5	11.1	11.1	7.3	4.2	1.2	–1.8	4.3
1881–1885	–1.5	–2.0	–1.9	3.2	5.4	8.7	10.9	9.7	7.9	4.1	1.1	–1.1	3.7
1886–1890	–1.6	–1.1	0.3	2.2	6.1	8.9	10.4	9.6	7.1	4.0	0.8	–1.6	3.7
1891–1895	–1.5	–0.9	–1.2	3.7	6.8	10.3	11.7	11.1	7.6	3.6	1.0	–1.6	4.2
1896–1900	–0.9	–0.9	–0.5	3.1	6.4	10.2	11.1	10.8	7.5	3.7	1.1	0.0	4.3
1901–1905	–1.2	–0.7	0.3	2.1	6.7	9.9	11.3	10.2	9.0	3.9	1.9	0.3	4.5
1906–1910	–0.8	–1.2	0.1	2.7	5.6	9.6	11.6	10.4	7.9	4.6	1.0	–0.6	4.2
1911–1915	0 7	–1 6	–0.8	2.4	5.8	9.0	10.1	10.0	7.6	5.5	0.5	–0.3	4.1
1916–1920	–2.5	–0.9	–0 6	0.6	6.4	9.2	11.3	10.8	7.7	3.9	1.5	–2.2	3.8
1921–1925	0.0	1.0	0.8	2.1	5.0	8.5	10.5	9.8	6.3	4.2	1.8	0.3	4.2
1926–1930	0.2	1.8	2.3	4.7	7.1	9.8	11.7	10.9	8.1	3.3	1.2	1.4	5.2
1931–1935	0 9	–0.1	2.0	2.9	7.8	10.1	11.9	11.5	9.2	4.1	3.0	2.0	5.4
1936–1940	–0.4	0.5	1.0	4.5	7.4	9.8	12.1	11.0	9.2	5.8	2.0	1.2	5.3
1941–1945	–0.5	0.1	2.4	4.1	7.2	10.2	12.0	11.2	9.1	5.3	3.6	1.9	5.5

Nach den relativ hohen Mitteln im Zeitraum 1871 bis 1880 folgen 1881 bis 1890 kleinere; 1916 bis 1920 beträgt es 3.8°, um dann auf 4.2° zu steigen und von 1926 an ständig über 5° zu bleiben. Diese Zahl ist übrigens in den vorhergehenden Perioden nie beobachtet worden. Die Mittel sind von 1876 bis 1935 – damit die gleichen Jahre wie in Skandinavien und Nowaja Semlja berücksichtigt werden – um 1.1° gestiegen. Dies entspricht ungefähr dem von uns für Nowaja Semlja errechneten Betrag. Was die Monatsmittel betrifft, so ist die Erwärmung vorzüglich während der Monate September, Oktober, November und Dezember bemerkbar. Sie läßt sich indessen auch für einige Sommermonate feststellen, während Januar und Februar an der Erwärmung nicht teilhaben.

Fassen wir diese Daten in dreißig- und fünfzehnjährige Perioden zusammen, so erhalten wir für Reykjavik und die etwas nördlicher gelegene Station Stykkisholmur folgende Mittel, die das Gesagte bestätigen.

Reykjavik:

Perioden:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr:
1871–1900	–1.1	–0.7	–0.5	3.0	6.2	9.6	11.1	10.5	7.5	3.9	1.1	–1.0	4.1
1901–1930	–0.6	–0.3	0.3	2.4	6.1	9.4	11.1	10.4	7.8	4.2	1.3	–0.2	4.3
1931–1945	0.0	0.1	1.9	3.8	7.4	10.0	12.0	11.3	9.2	5.0	2.8	1.7	5.4

Stykkisholmur:

Perioden:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr:
1846–1870 (25 Jahre)	–2.0	–2.7	–2.2	0.9	4.5	7.8	9.7	9.3	6.9	3.3	0.8	–0.6	3.0
1871–1900	–2.0	–2.2	–2.2	1.0	4.5	8.2	9.9	9.4	7.2	3.5	0.6	–1.5	3.0
1901–1930	–1.5	–1.5	–1.0	0.8	4.5	8.4	10.2	9.3	7.1	3.8	0.8	–0.7	3.4
1931–1945	–1.0	–1.2	–0.1	2.1	6.2	9.1	10 7	10.4	8.1	4.2	2.2	0.7	4.3

Von 1846 bis 1900 blieben die Mittel ungefähr gleich, von 1901 bis 1930 dagegen stiegen sie allmählich an, hauptsächlich wegen der warmen Jahre 1926 bis 1930. Bei beiden Stationen beläuft sich die Temperaturerhöhung auf 1.3°, wobei die stärkste Erwärmung auf die letzten fünfzehn Jahre vor 1945 entfällt.

Diese Erwärmung in den letzten Jahrzehnten macht sich auch auf dem europäischen Kontinent bemerkbar. Einige Beobachtungsreihen, die zeitlich denen von Nowaja Semlja entsprechen, zeigen folgendes:

Nordnorwegen:	*Perioden:*	
Alten 5 m Höhe, 69°58′	1876–1919	0.74°
	1920–1935	1.6°
	1920–1937	1.6°
Vardö 14 m Höhe, 70°22′	1876–1919	0.74°
	1920–1935	1.6°
	1920–1937	1.7°
Karasjok, 33 m Höhe, 69°28′	1890–1919	–2.6°
(Norwegisch-Lappland)	1920–1935	–1.4°
	1920–1937	–1.3°

Finnland:		
Inari ca. 153 m Höhe, 60°6′	1890–1920	–2.1°
	1921–1936	–0.5°
Sodankylä 180 m Höhe, 67°22′	1890–1920	–1.7°
	1921–1936	–0.5°
Kuusamo 100 m Höhe, 65°57′	1890–1920	–1.0°
	1921–1936	–0.4°

Die Temperaturzunahmen in diesen Stationen des nördlichen Skandinaviens stimmen mit den Angaben von Nowaja Semlja überein, wo die Jahrestemperatur in den Jahren nach 1920 um zirka 1.2° gestiegen ist.

Läßt sich aber eine solche Erhöhung der Jahresmittel auch in südlicheren Gegenden beobachten? Der dänische Forscher Leo Lysgaard[6] errechnete für Kopenhagen die Mittel dreißigjähriger Perioden von 1798 bis 1947. Sie betrugen in der Periode 1827 bis 1856 7.2° und dann zeitweise 7.1°. Später stiegen sie wieder an, erreichten in der Periode 1901 bis 1932 erstmalig den Betrag von 8° und hielten sich dann ständig oberhalb dieser Grenze. Daraus ergibt sich jedenfalls eine Erhöhung der Mitteltemperatur des Jahres. Angestiegen sind aber auch die Mittel für den Januar: während sie früher immer um 0° lagen, stiegen sie später über den Gefrierpunkt. Demgegenüber fielen die meisten negativen Februarmittel nur von 1896 bis 1925 positiv aus; von 1913 bis 1942 erreichten sie wieder negative Werte, die allerdings über denen der früheren Jahre liegen. Die Mittel der übrigen Monate sind alle gestiegen.

Eine Zusammenstellung der Veränderung der Temperatur während der dreißigjährigen Perioden 1873 bis 1902 und 1903 bis 1932 an 33 verschiedenen Stationen der ganzen nördlichen Halbkugel verdanken wir dem estnischen Meteorologen Kirde[7]. Leider ist jedoch der Beginn der verfügbaren Beobachtungsreihen von Station zu Station sehr verschieden, so daß ein strenger Vergleich nicht immer möglich ist. Nichtsdestoweniger läßt sich ein Ansteigen der Jahresmittel um +0.2° (Buffalo)

und +0.3° (Tartu und Bombay) bis +1.7° (Werchojansk) und +1.5° (Budapest) erkennen, wenn auch bei einigen Stationen ein Sinken der Jahrestemperatur verzeichnet wird, zum Beispiel in Moskau (–0.2°), Thorshaven (–0.3°), Punta Delgada (–0.6°).

Manche Forscher bezweifeln die Richtigkeit der Annahme einer vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis 1920 im großen und ganzen andauernden Verminderung der Jahresschwankung und sprechen gegenüber den älteren Beobachtungen Bedenken aus. «Nur die große Abnahme in den letzten Jahrzehnten», so schreibt der Finne Johannson[8], «ist real und bestätigt ..., sonst spielen in den Schwankungen verschiedene periodische Erscheinungen die Hauptrolle.» Doch könnte man einwenden (wir halten uns hier an Wagner): «Wären die Temperaturverhältnisse konstant geblieben, hätte man die alten Aufzeichnungen als verläßlich angesehen und gerade als Beweis für ein unverändertes Klima genommen, schon nur deshalb, weil eine so bedeutende Änderung als sehr unwahrscheinlich gegolten hätte. Warum soll denn eine mäßige, hundert Jahre anhaltende Änderung weniger wahrscheinlich sein als die große während der letzten Jahrzehnte?» Wir werden noch weitere Beweise dafür geben, daß wir es mit einer reellen Änderung des Klimas zu tun haben. Johannson bringt übrigens noch Zahlen[9] von vier Stationen mit einer fast hundertjährigen Beobachtungsreihe, die eine einheitliche Abnahme der Jahresschwankung und eine unverkennbare Zunahme des Jahresmittels zeigen:

Temperaturänderung in °C (1881 bis 1925) – (1831 bis 1880)

Station:	Jahr:	Sommer:	Winter:	So–Wi:
Bergen	0.0	– 0.3	0.2	– 0.5
Oslo	0.3	0.0	0.9	– 0.9
Stockholm	0.3	– 0.2	0.8	– 1.0
Helsingfors	0.5	– 0.1	1.0	– 1.1

Zum Abschluß wollen wir noch einige Beobachtungen hinzufügen, die die Temperaturerhöhung auch in der europäischen Nadelwaldzone und der Zone der Laub- und Mischwälder charakterisieren[10].

Der bekannte russische Geograph L. Berg gab zum Beispiel für Leningrad folgende Temperaturmittel bekannt:

Perioden:	Jahr:	Sommer:	Winter:	Amplitude:
1801–1950	3.5	15.9	– 8.1	24.0
1851–1900	3.8	16.0	– 7.5	23.7
1901–1920	4.4	16.3	– 6.6	22.9

Es zeigt sich eine starke Zunahme der Wintertemperatur, eine ganz schwache Zunahme der Sommermittel, eine entsprechende Abnahme der Jahresschwankung und gleichzeitig eine beträchtliche Zunahme der Jahrestemperatur.

In Estland wurde für Tartu (Dorpat) zwischen den Perioden 1866 bis 1870 und 1926 bis 1930 eine mittlere lineare Zunahme der Jahrestemperatur von 0.52°, eine Änderung des Dezembermittels von 1.78°, dagegen des Junimittels von –1.70° errechnet. Das Sommermittel nahm um 0.76° ab, das Wintermittel dagegen um 0.93° zu, die Jahresschwankung Sommer-Winter wurde also um 1.69° kleiner.

Eine Untersuchung in England stellte fest, daß sich die Temperaturverhältnisse in der Zeit von 1871 bis 1900 und 1901 bis 1930 im ganzen Lande mit Ausnahme des äußersten Nordens und Schottlands stark verändert haben. Im Mittel wurde der Winter von der einen zur nächsten dreißigjährigen Periode um 0.9°F wärmer, der Sommer um 0.5°F kälter. Frühling, Sommer und Jahr wurden um 0.3°, 0.2° bzw. 0.2°F wärmer, die Jahresamplitude um 1.4°F oder 0.8°C kleiner.

Auch in den Alpen ließ sich auf den Gipfelstationen eine Temperaturzunahme und eine Abnahme der Jahresschwankung beobachten. Beim Vergleich der beiden Dezennien 1887 bis 1896 und 1925 bis 1934 ergaben sich folgende Unterschiede[11]:

	Wien:	Obir:	Sonnblick:
Jahr	+ 0.98	+ 0.94	+ 0.83
Sommer	+ 0.28	+ 0.81	+ 0.64
Winter	+ 1.53	+ 1.51	+ 1.48
Sommer-Winter	– 1.25	– 0.70	– 0.84

Allerdings hatte das erste Dezennium eine abnorm niedrige Mitteltemperatur und eine übergroße Jahresschwankung, die mittleren zeitlichen Änderungen sind daher kleiner anzusetzen.

Ebenso wird aus dem Nordwesten der USSR wie Leningrad, Pleskau (Pskow) und anderen Städten von überaus warmen Wintern berichtet, während derer die Flüsse bis dreimal Eisgang aufwiesen und die Temperatur der Monate Dezember und Januar in Leningrad um 1.4° anstieg. Extrem warme Winter mit spätem Eisgang und weniger großer Kälte weiter im Süden[12] wurden aber auch Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts gemeldet, so 1881/82, 1924/25, 1929/30, 1931/32 und 1935/36.

In den USA ergaben bei einem Vergleich der zwanzigjährigen Temperaturmittel für die Jahre 1856 bis 1875 und 1913 bis 1932 folgende Werte, die die Temperaturzunahme anzeigen:

New Haven, Conn.	1.31°	St. Paul, Minn.	1.42°
Philadelphia, Pa.	1.22°	St. Louis, Mo.	1.13°
West Chester, Pa.	0.87°	Washington D. C.	1.36°

Wichtig ist hier der Unterschied zwischen der Großstadt Philadelphia und der benachbarten, auf dem Lande gelegenen Station West Chester. Ein Drittel der Temperaturzunahme in Philadelphia ist dem mit der Zeit zunehmenden Stadteinfluß zuzuschreiben; zwei Drittel sind als reelle säkuläre Temperaturänderung aufzufassen. Daher kann bei den übrigen Stationen auf eine tatsächliche Temperaturzunahme von 0.8° bis 1.0° geschlossen werden. In Iowa ergab ein Vergleich der Jahresmittel für 1913 bis 1932 gegenüber der Periode 1873 bis 1892 eine Erwärmung um 1.11°. Sie ist jedoch insbesondere im Winter (+ 1.69°) und im Herbst (+ 1.50°) ausgeprägt; der Frühling ist nur um 1.06° wärmer geworden, während der Sommer für die Temperatur fast belanglos geblieben ist: die Zunahme beträgt hier nur 1.19°.

Für Alaska besitzen wir eine Reihe von Beobachtungen auf Nome[13], allerdings erst von 1907 an, mit einer Lücke für die Jahre 1915 und 1916. Barrow liefert erst von 1921 an Messungen, Kodiak und Sitka solche aus den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts. Die Unterbrechungen sind so groß, daß wir diese Stationen nicht berücksichtigen können. Wir müssen uns also auf Nome beschränken. Was zeigt diese Station?

Perioden:	Jahresmittel:
1907–1914	25.10°F
1917–1940	26.21°F

Das Jahresmittel ist in der zweiten Periode entschieden gestiegen. Dabei erreichte die mittlere Temperatur für 1940 die Rekordzahl von 30.2°F.

Auch auf der Südhemisphäre scheint die Jahrestemperatur zugenommen zu haben. So wurde im selben Zeitraume in Santiago de Chile eine Zunahme von 0.32°, in Buenos Aires von 0.42° und in Kapstadt von 0.53° festgestellt. Andererseits aber zeigen die seit 1903 durchgeführten lückenlosen Beobachtungen der noch weiter im Süden gelegenen argentinischen Station auf den Süd-Orkney keine einsinnige Klimaänderung. Es läßt sich nur eine in allen Elementen gut ausgeprägte Witterungsschwankung in der zweiten und dritten Dekade dieses Jahrhunderts er-

kennen. Ein ähnliches thermisches Verhalten weisen auch die Malvinen und Südgeorgien auf. Da ferner keine einsinnige Temperaturänderung auf je einer Insel im Ost- und Westpazifik festgestellt werden konnte, bedürfen die Behauptungen, es handle sich bei der auf der Nordhalbkugel zweifellos stattgefundenen Temperaturerhöhung um eine weltweite Erscheinung, einer Korrektur[14]. Immerhin ergeben die Feststellungen eindeutig, daß die Mitteltemperaturen der Erde angestiegen sind, und zwar in den hohen Breiten der nördlichen Halbkugel in einem Ausmaße, das man früher für unwahrscheinlich gehalten hätte. Lysgaard berechnet den mittleren Temperaturanstieg für die Periode 1910 bis 1940 und erhält folgende Werte:

	Januar:	Juli:	Jahr:
ganze Erde	+ 0.62°	+ 0.29°	+ 0.33°
nördliche Halbkugel	+ 0.67°	+ 0.30°	+ 0.34°
südliche Halbkugel	+ 0.22°	+ 0.22°	+ 0.27°

Eine Temperaturerhöhung ist also auch auf der südlichen Halbkugel erkennbar, wenn sie auch geringer zu sein und nicht allgemein aufzutreten scheint.

Demgegenüber wird aber erwidert, die Reihe kalter Winter stehe im Widerspruch zu einer Klimaerwärmung. Niemand wird ja bestreiten, daß es immer kalte Winter gab und auch jetzt noch hin und wieder gibt. Wir brauchen nur an die «sibirischen» Winter in Europa von 1939/40 und 1941/42 zu denken; dieser zwang die deutschen Divisionen vor Moskau zum Rückzug. Aber auch früher traten kalte Winter auf. Dabei fällt die Bestimmung des Begriffs «kalter Winter» keineswegs leicht, weshalb verschiedene Methoden zur Anwendung kommen. Der Schwede Wallén benützte als Grundlage die Mitteltemperaturen der kältesten Monate des Jahres. Aus seiner Zusammenstellung für einige Stationen ergibt sich, daß strenge Winter im Laufe einer Reihe von Jahren ausfallen, jedoch später immer wieder auftreten können. Diese kalten Winter scheinen die Klimaerwärmung aber nicht aufzuhalten; sie bilden nur kleinere Schwankungen innerhalb der Jahresmittel[15].

Nicht nur in Europa werden solche kalten Winter gemeldet. So verzeichnet im Jahre 1949 das südliche Sibirien eine große Kälte. Im südlichen Kazachstan betrug die Januartemperatur –31°, in Alma Ata («Vater der Äpfel», wegen ihres Apfelreichtums so benannt) –32°; seit zwanzig Jahren waren keine so niedrigen Temperaturen beobachtet worden. Im Iran und in der Türkei sanken die Temperaturen auf –25°, und die Schneedecke erreichte eine Mächtigkeit von 1.5 Metern.

Diese Beispiele genügen, um das Vorkommen außerordentlich kalter Winter zu bestätigen, die indessen der Tatsache einer allgemeinen Erwärmung des Klimas nicht widersprechen.

3. Die Niederschläge

Für die Niederschläge lassen sich ebenfalls Schwankungen feststellen. Eine Berechnung[16], die sich allerdings nur auf wenige Stationen stützt, ergibt folgende Abweichungen vom Mittel für die ganze Erde in der Periode 1910 bis 1940:

	Januar:	Juli:	Jahr:
ganze Erde	+ 0.40	– 1.35	– 2.46
nördliche Halbkugel	+ 0.91	– 1.05	– 0.34
südliche Halbkugel	– 1.90	– 2.70	– 1.20

Das Klima ist folglich trockener geworden, wobei der Winter auf der nördlichen Halbkugel eine Erhöhung der Niederschläge aufweist.

Wagner[17] drückt sich über die Änderungen des Niederschlags für die Perioden 1886 bis 1895 und 1911 bis 1920 folgendermaßen aus: «In niedrigen Breiten von etwa 40 N bis 30 S hat der Niederschlag im späteren Dezennium abgenommen, zum Teil um mehr als 20%; nur in einzelnen inselförmigen Gebieten, die einigermaßen mit der mittleren Kalmenzone zusammenfallen, ist die Niederschlagsmenge größer geworden. Dasselbe ist in höheren Breiten der Fall, vor allem im größten Teil von Eurasien und Nordamerika und ebenso in den höheren Breiten der südlicheren Hemisphäre, soweit hier Stationen verfügbar sind.»

In den USA hat das Nachlassen der Niederschläge wahrscheinlich auch zu der Verminderung der Bewölkung und daher zu der Zunahme der Verdunstung geführt, die in einzelnen Gebieten der Mittelstaaten bereits katastrophale Folgen besonders für den Getreidebau hat. Der Ackerboden trocknet aus, wird vom Winde zerbröckelt und zum Teil fortgetragen; einzelne Landstriche versanden, so daß die Farmer gezwungen sind, ihr Land zu verlassen. Man könnte sich fragen, inwieweit die Schuld den Menschen selbst trifft, da er, wie schon erwähnt, die Prärie umpflügt, um sie in Getreidefelder umzuwandeln, und den dabei bloßgelegten Boden der Austrocknung und dem Winde preisgibt. Wahrscheinlich würde die Pflanzendecke auch bei einer Trockenheit, wie sie jetzt in den USA auftritt, noch bestehen können, wenn der Mensch den Graswuchs nicht zerstörte. Andererseits hat die gegenwärtige Trockenperiode dem Graswuchs stark geschadet, und es ist viel Großvieh an

Futtermangel zugrundegegangen. Die Meinungen sind bei den Sachverständigen geteilt. Amerikanische Meteorologen versuchen jedenfalls zu zeigen, daß es sich um eine weit ausgedehnte und zumindest in den ganzen USA erkennbare Klimaänderung handelt und daß eine solche Trockenheit seit einer Reihe von Jahrhunderten nicht mehr vorgekommen ist. Im Staate Iowa wurden die Niederschläge an fast zweihundert Stationen untersucht, wobei sich für die Periode 1873 bis 1927 ein Rückgang um 51 mm im Jahr zeigte, von denen 23 mm auf den Winter und 19 mm auf den Sommer entfallen, während im Frühling und Herbst eine Zunahme von 24 mm registriert wurde. Dieselbe Verringerung der Niederschläge ist auch in andern Staaten der USA zu beobachten, nämlich an der ganzen Ostküste, in den nördlichen Mittelstaaten, stellenweise auch im gebirgigen Westen. In den Süd- und Südoststaaten, wo feuchte Luft vom Golf von Mexiko in den Kontinent dringt, hat jedoch der Niederschlag zugenommen. So wurde in den Jahren 1916 bis 1935 in New Jersey eine Abnahme von –02 mm im Vergleich zu den Jahren 1896 bis 1915 festgestellt und in den nördlichen Mittelstaaten ein Extremwert von –106 mm, während die Zunahme in Alabama 72 mm betrug.

4. Der Luftdruck

Auch der Luftdruck spielt bei der Verteilung der Winde und der Beurteilung der Änderung der Luftzirkulation eine große Rolle. «In niedrigen Breiten von etwa 40° N bis 30° S», so lesen wir bei Wagner, «ist der Luftdruck im späteren Jahrzehnt erhöht» (das heißt 1911 bis 1920 gegenüber dem von 1886 bis 1895). In der Nähe des Äquators ist durch drei Inseln, wo der Luftdruck abgenommen hat, eine Vertiefung der äquatorialen Rinne angedeutet, während die übrige Druckerhöhung als Verstärkung des Hochdruckrückens in den Roßbreiten anzusprechen ist. In höheren Breiten ist der Luftdruck im allgemeinen gefallen, auf der südlichen Halbkugel in Breiten höher als 30°, soweit hier die wenigen Stationen dies beurteilen lassen. Nur im nördlichen Teil der beiden Kontinente Asien und Nordamerika ist der Luftdruck gestiegen.

Dies ersehen wir aus folgender Berechnung[18], die den Unterschied im Luftdruck für die Jahrzehnte 1910 und 1940 ($P_{t\ 1940} - P_{t\ 1910}$) auf Grund der Beobachtungen an 141 Stationen zeigt:

	Januar:	Juli:	Jahr:
ganze Erde	– 0.16 mb	+ 0.02 mb	– 0.07 b
nördliche Halbkugel	– 0.15 m	– 0.01	– 0.11
südliche Halbkugel	– 0.20 m	+ 0.37	+ 0.24 m

Man kann ein Fallen des Luftdrucks in Westeuropa, Zentralasien und Südaustralien feststellen, jedoch ein Ansteigen über dem Atlantischen Ozean, zwischen Westafrika und Nordamerika, in den Rocky Mountains, La Plata, Neuseeland und Japan. In der nördlichen Hemisphäre scheint im allgemeinen der Luftdruck in der gemäßigten Zone über dem Land gefallen, über dem Meere dagegen im Sommer gestiegen zu sein, und in der gemäßigten Zone der südlichen Hemisphäre scheint er sowohl über dem Lande als auch über dem Wasser gestiegen zu sein.

«Sowohl die Passate wie auch die Westwinddrift sind im späteren Jahrzehnt» (d. h. 1911 bis 1920) «stärker entwickelt», so schließt Wagner seine Darstellung.

5. *Rückschläge*

Trotzdem die Klimaänderung eine unbestreitbare Tatsache ist, die sich, wie wir gesehen haben, vor allem in einer Erhöhung der Mitteltemperaturen des Jahres äußert, kommen auch Rückschläge vor, die das Bild verändern können, wenn man sie einzeln und nicht im Zusammenhang mit dem Gesamtklima betrachtet. Besonders augenfällig sind sie bei der Temperatur. Wir erwähnten die kalten Winter schon auf Seite 24. Jetzt wollen wir einige Auswirkungen solcher, wenn auch kurzfristiger Klimarückschläge anführen. Die kalten Winter 1939/40 und 1941/42 waren in manchen Ländern für viele aus südlichen Ländern eingeführte Bäume und Sträucher katastrophal. In Litauen (LSSR) sind zum Beispiel sämtliche in den Gärten und Parks angepflanzten Buchen, darunter viele Jahrzehnte alte Bäume, erfroren. Auch alte dickstämmige Platanen im Botanischen Garten von Kaunas und wertvolle Obstsorten südlicherer Gegenden gingen zugrunde, und in den Wäldern wiesen die Eichen starke Schädigungen auf. So war es auch an vielen andern Orten in ganz Mittel- und Nordeuropa. Natürlich sind Schäden dort besonders leicht festzustellen, wo die Pflanze ihre Nordgrenze erreicht. Was geschieht aber mit der Tierwelt im Falle eines Temperaturrückschlages, wie er in den besonders kalten Wintern 1937 und 1938 in Grönland auftrat? Es stellte sich heraus, daß manche Arten auf solche kurze Rückschläge empfindlich reagieren. Der arktische Kabeljau *(Gadus ogac)* tauchte zum Beispiel in Südwestgrönland auf, und der arktische Heilbutt *(Reinhardtius hippoglossoides)* erschien in solcher Menge, daß sich 1938 der Fang wieder lohnte. Vom Distrikt Sukkertoppen wird berichtet, daß im Winter und Frühling 1937/38 eine große Menge von Kabeljaus, Seehasen *(Cyclopterus lumpus)*, Seewölfen *(Anarrichas)* und Bergilts *(Sebastes norvegicus)* tot an der Oberfläche des Meeres trieben; eine solche Erscheinung war zuletzt vor fünfzig Jahren beobachtet worden.

Offenbar hatte die große Kälte diese wärmeliebenden Tiere getötet, die infolge der Milderung des Klimas nach Norden vorgedrungen waren. Im Amerdlokfiord wurden in der zweiten Hälfte Juni 1938 in einer Tiefe von 150 bis 500 Metern Temperaturen von –0.26° und –0.93° gemessen, während sie 1936 um 2° höher gelegen hatten. Außerdem zeigte sich, daß die Leber von Kabeljaus 1938 weniger ölhaltig und ihr Gewicht um 40% geringer war als von Fischen, die man in den warmen Jahren zuvor gefangen hatte, was wohl auf die in kalten Zeiten weniger reichliche Nahrung zurückzuführen ist. Bei einer Garnele *(Pandalus borealis)* trat die Laichzeit mit großer Verspätung ein, und zwar im August statt im Juli, offenbar wegen der niedrigen Wassertemperaturen in den Tiefen, wo sie lebt. Schließlich muß erwähnt werden, daß eine aus dem Süden eingewanderte Meduse, die *Halopsis ocellata*, im Sommer 1938 in Westgrönland nicht mehr beobachtet wurde.

Dies sind nur einige wenige Beispiele für Rückschläge der Temperatur. Wir könnten auch solche für die übrigen Klimaelemente anführen. Sie verändern jedoch, wie schon erwähnt, das Gesamtklima einer längeren Periode nicht, und das Bild der Klimaänderung wird durch sie keineswegs beeinflußt.

III. DIE LANDSCHAFT

1. *Einleitung*

Zweifellos ändert sich das Klima, wie aus den Feststellungen der meteorologischen Stationen ersichtlich ist, und diese Änderung ist seit ungefähr 1920 besonders bemerkbar. Doch außer den Messungen an den Stationen bestehen noch andere Möglichkeiten, die Klimaänderungen in der Gegenwart zu verfolgen. Dazu gehören Beobachtungen der Pflanzen- und Tierwelt, der Meerestemperatur, der Eisbedeckung in den nördlichen Meeren, der Alpengletscher usw.; denn das Klima steht in enger Wechselwirkung mit den Landschaftselementen. Wenn sich das Klima ändert, muß sich diese Änderung auch in den Elementen widerspiegeln, aus denen sich die Landschaft zusammensetzt. Umgekehrt läßt eine Veränderung dieser Elemente auf eine Klimaschwankung schließen. Wollen wir daher ein Gesamtbild der gegenwärtig auf der Erde vor sich gehenden Klimaänderung erhalten, so müssen wir nicht bloß das Klima, sondern auch die damit in naher Verbindung stehenden Landschaftselemente berücksichtigen.

Doch was ist Landschaft, und was ist ein Landschaftselement? Wer die Landschaft der Alpen mit der des Jura, der Riviera oder des kalten Nordens vergleicht, glaubt es zu wissen. Daß es aber nicht so einfach ist, den Begriff «Landschaft» zu bestimmen, ersehen wir daraus, daß sich schon viele Geographen damit befaßt haben und es stets von neuem versuchen. Es läßt sich etwa die folgende Umschreibung formulieren:

Die Landschaft ist ein Teil der Erdhülle, der erstens aus Boden, Gewässern, Lufthülle, Vegetation, Tierwelt, Mensch und Menschenwerk besteht und zweitens unter deren Zusammenwirken eine harmonische Einheit im Sinne eines Wirkungszusammenhanges bildet[1].

Die Landschaft ist also aus verschiedenen miteinander verbundenen Elementen zusammengesetzt, von denen sich jedes im Laufe der Zeit verändern kann. Die Landschaft als Gesamtheit ist in ständiger Veränderung begriffen. Ändert sich eines ihrer Merkmale, so muß sich diese Änderung gleichzeitig auch an anderen Merkmalen auswirken[2].

2. *Die Landschaftszonen*

Wandern wir in Gedanken vom Nordpol zum Äquator. Anfänglich befinden wir uns in Eis und Schnee, dann tauchen allmählich die ersten Pflanzen auf. Wir gelangen in die baumlose Tundra, die sich längs des Nordrandes der Kontinente erstreckt: in Lappland, in der Samojeden-

Tundra, im nördlichen Sibirien und im Norden Nordamerikas. Hierauf überschreiten wir die polare Grenze des Waldes; wir treffen auf Nadelwald, der weiter gegen Süden dem Laubwald Platz macht. Auf diesen folgt im Osten unseres Kontinentes die Steppe, im Westen das Mittelmeergebiet mit seinen immergrünen Gehölzen, weiter im Süden die Wüste. Und endlich gelangen wir in die Tropen mit ihrer üppigen Vegetation.

Bekanntlich spricht man von Klimazonen, die sich gleich breiten Bändern von Ost nach West erstrecken, wovon jedes eine bestimmte Vegetation trägt. Später wurde festgestellt, daß auch die Böden in einem festen Zusammenhang mit diesen Klimazonen stehen, und heute spricht man nicht nur von Klima-, Boden- oder Vegetationszonen, sondern von Landschaftszonen. Um solche handelt es sich in ihrer Mannigfaltigkeit, wobei in jeder von ihnen Klima, Boden, Vegetation, Tierwelt usw. eng miteinander verbunden sind[3].

So erstreckt sich im Norden unserer Erde die arktische Zone, auch Zone der Tundra genannt, ein Gegenstück zu der Zone der Barren Grounds. Grönland, Spitzbergen, Franz-Josephs-Land, die lange Doppelinsel Nowaja Semlja, das Nordland (die Inseln Severnaja Semlja) und die Neusibirischen Inseln gehören dazu sowie die ungeheure Inselwelt im Norden Kanadas. Auch auf dem Kontinent erstreckt sich die arktische Zone bis zur polaren Waldgrenze, die als Südgrenze der arktischen Zone betrachtet werden kann.

Die waldlose arktische Zone zerfällt jedoch bei näherer Untersuchung in zwei Unterzonen, in eine nördliche: die eigentliche Arktis, und eine südliche: die Subarktis. Abgesehen davon, daß es in der eigentlichen, weit im Norden gelegenen Arktis kälter ist als in der Subarktis und daß hier infolgedessen die Schneegrenze am Meeresspiegel liegt (im Sommer liegt noch Schnee an der Meeresküste und weite Teile des Inneren sind ständig unter Schnee und Eis begraben), unterscheiden sich die beiden Subzonen vor allem in ihrer Vegetationsdecke. Wie die Pflanzen der alpinen Stufe keinen geschlossenen Teppich bilden, sondern nur vereinzelt oder zerstreut wachsen ohne Kraft zu einem Zusammenschluß, so ist es auch in der eigentlichen Arktis der Fall: die Pflanzen bilden hier keinen Teppich, sondern stehen zerstreut in Schotter, Sand, Lehm usw. Zwischen ihnen liegt der Boden bloß. Eine Folge des hier ewig gefrorenen Erdreichs, das im Sommer wenig tief auftaut, ist der sogenannte Polygon- oder Fließboden. Der Lehm ist durch Spalten in Vielecke zerrissen, und die Pflanzen bilden ein an diese Spalten gebundenes Netz. In der Subarktis hingegen bildet die Vegetation einen mehr oder weniger dichten Teppich aus Moosen und Flechten, niedrigen Zwerg-

birken und Weiden. Daher spricht man je nachdem von Moos- oder Flechtentundren, auf denen die Rentiere der Nomaden ihr Futter suchen. Es gibt aber auch eigentliche Moore und Sümpfe, an Hängen sogar blumige Wiesen ähnlich denen der Alpen, nur fehlen ihnen die zahlreichen Enziane und das Edelweiß. Die Arktis ist auch das Reich der Eisbären, Rentiere, Schneehasen, Polarfüchse, Walrosse, Eidergänse und -enten, Schneehühner und -Eulen.

Die Tundren erstrecken sich bis zur polaren Waldgrenze. Südlich davon breitet sich die Nadelwald- oder boreale Zone, die Taiga (ein in Nordrußland gebräuchlicher Ausdruck), aus. Die Taiga, den Urwald Sibiriens und Nordeuropas, bilden dunkle Fichten und Tannen, die sibirische Zeder und helle Lärchen, Kiefern vermischt mit Birken. Sie wird unterbrochen von Sümpfen und Mooren. Zobel, Bär, Wolf, Luchs, Elch und andere Tiere sind die Bewohner dieser Zone, die sich vom Atlantischen Ozean im Westen bis zum Stillen Ozean im Osten erstreckt; in Nordamerika setzt sie sich, wenn auch in anderer Zusammensetzung, fort.

Die Taiga ist die Zone des feuchten Klimas mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten. Dies bedingt auch die große Ausdehnung von Sümpfen und Mooren der verschiedensten Art. Eine weitere Folge des Klimas sind die Böden, die einen bleichen Horizont aufweisen und daher Bleicherde oder, vom Russischen her, Podzolböden genannt werden. Sie verschwinden allmählich in der Subarktis wie in den südlicheren Zonen und fehlen in der Arktis ganz.

Im Süden der borealen Zone beginnen in immer größerer Menge Laubbäume aufzutreten. Der Botaniker nennt sie Edellaubbäume im Unterschied zu den Birken. Es handelt sich um Eichen, Ulmen, Eschen, Linden und Ahorne. Die Taiga wandelt sich zu Mischwald, der noch weiter südlich in den reinen Edellaubwald übergeht. Im Westen kommen hier noch die Hainbuchen und die Buchenwälder Mitteleuropas hinzu, im Südosten erscheinen im Laubwald in zunehmender Anzahl die Pflanzen der Steppe; es ist die Waldsteppe mit ihren bunten Kräutern, die allmählich in die eigentliche Steppe übergeht. Auch hier, in der Zone der Laubwälder, gibt es noch Podzolböden; doch ist der Bleicherdehorizont weit weniger stark ausgeprägt als in der Zone des Nadelwaldes. Weiter nach Süden und Südosten hin schwinden die Moore und Sümpfe.

Am Rande der Waldsteppe liegt die sogenannte Wiesensteppe, von Blumen übersät, in der wir manche auch bei uns auf trockenen Böden vorkommenden Wiesen- und Waldpflanzen antreffen. Im Süden schließt sich die Stipa- oder Federgrassteppe an, charakteristisch durch ihre langen, an Federn erinnernden Grannen, die im leisesten Winde flattern.

Noch weiter südlich folgt die Artemisia- oder Wermutsteppe, die schon zu den Halbwüsten überleitet. Dies ist die Reihenfolge der Unterzonen der Steppe, wie sie in Rußland zu beobachten ist, dem Lande, wo man sie zuerst und am gründlichsten untersuchte. In Nordamerika tritt an Stelle der Steppe die Prärie, in Ungarn die Pußta.

Unter Steppe, Prärie und Pußta verstehen wir die weiten, nur von Gräsern und Kräutern bedeckten Ebenen, wo der Wald fehlt und das Klima im Sommer so trocken ist, daß bloß solche Pflanzen gedeihen können, welche der Dürre Widerstand zu leisten vermögen. Doch nicht allein das Fehlen von Bäumen und die auch sonst eigentümliche Vegetation sind für die Steppe charakteristisch, sondern auch Klima und Boden. Das Klima zeichnet sich durch sommerliche Hitze aus, die Niederschläge fallen im Winter und Frühjahr. Dann blüht die Steppe. Die zahlreichen einjährigen Pflanzen und die Zwiebelgewächse verschwinden im heißen Sommer oder leben unter der Erde weiter. Infolge der sommerlichen Trockenheit zersetzen sich die absterbenden Pflanzenteile nur unvollständig und bleiben als schwarzer Humus liegen. Dies ist die berühmte fruchtbare Schwarzerde, charakteristischer Steppenboden, die den Reichtum der UdSSR bildet und hohe Getreideernten liefert. Es ist daher kein Wunder, daß sich an Stelle der einstigen Steppen heute weite Äcker und Felder erstrecken. Die natürliche Steppe ist weitgehend verschwunden. Dasselbe ist auf der nordamerikanischen Prärie vorgegangen, wo einst die ungeheuren Bisonherden grasten: sie ist zum größten Teil in Felder umgewandelt worden.

Die Steppe bildet einen sich gegen Osten immer mehr verschmälernden Streifen, der in Südrußland seine größte Breite hat und gegen den Baikalsee zu vollständig verschwindet. Im Westen bildet die ungarische Pußta einen Ausläufer der Steppe; vielleicht ist sie aber auch ein künstliches Gebilde, das durch Rodung einstigen Waldes oder einer Waldsteppe entstanden ist. Im Mittelmeergebiet und an den Ufern des Schwarzen Meeres wird die Steppenzone des maritimen Klimas wegen von einer immergrünen Vegetation abgelöst.

Südlich der Steppe beginnt die Zone der Wüste. Hier ist das Klima stets trocken, die Niederschläge sind äußerst gering; im Sommer ist es immer heiß, im Winter jedoch können die vom Norden einfallenden Winter starke Fröste verursachen. Die Wüste zerfällt in zwei Unterzonen. In der Halbwüste des Nordens bildet die Vegetation im Gegensatz zur Steppe nicht mehr einen dichten Rasen, sondern sie löst sich in Flecken auf, zwischen denen der nackte Boden zum Vorschein kommt. In der südlichen Unterzone, der eigentlichen Wüste, ist der Boden vegetationslos, oder aber die Pflanzen wachsen vereinzelt, und die Landschaft

wird vor allem vom Charakter des Bodens – Sand, Felsen usw. – bestimmt.

Ungeheuer weit dehnt sich die Wüste aus. Im Westen stößt die Sahara an den Atlantischen Ozean, im Osten an das Rote Meer. Dort findet sie ihre Fortsetzung auf der Arabischen Halbinsel, um dann am Persischen Golf eine Unterbrechung zu erfahren; denn der Ozean und die hohen Gebirge Asiens, die Hochebenen Irans bewirken hier eine Störung im idealen Verlaufe des Wüstengürtels. Die Halbwüsten und Steppen der Hochflächen Irans sowie die Wüste Tharr im Nordwesten Indiens bilden Bruchstücke dieses Gürtels. Weiter dehnt sich die Wüstenzone in Zentralasien aus; vom Kaspischen Meere bis zu den Grenzen Chinas, im chinesischen Turkestan und in der Wüste Gobi in der Mongolei erstrecken sich Wüsten und Halbwüsten. Es ist ein ungeheurer Gürtel, der im Süden, dort, wo es wie zum Beispiel im Sudan keine Gebirge gibt, allmählich in die Savannen und in die tropischen Urwälder Afrikas übergeht.

3. *Die zwei Prinzipien*

Zwei Prinzipien sind es, wovon der Verlauf der Landschaftszonen beeinflußt wird: das nord-südliche, das auf dem Gegensatz zwischen dem kalten Norden und dem warmen Süden beruht, und das zentrifugale oder ost-westliche, das durch den Gegensatz zwischen dem trockenen Zentrum des eurasischen Kontinentes mit seinen Wüsten und Steppen und den feuchteren Meeresküsten charakterisiert wird[4]. Das erste Prinzip bedingt die streifenförmige Anordnung der Landschaftszonen von Norden nach Süden; das zweite deren Abweichung vom idealen Verlauf (man ersieht unschwer aus jedem geographischen Atlas, daß die Landschaftszonen nicht gleichmäßig von Osten nach Westen verlaufen). Die Grenze zwischen der arktischen und der Nadelwaldzone verläuft ungefähr parallel zur Meeresküste: sie steigt in Sibirien weit nach Norden, während sie im Osten und Westen viel südlicher verläuft. Die Zone der Laub- und Mischwälder wird nach Osten hin immer schmäler; östlich des Ural besteht sie nur noch aus einem schmalen Streifen der Unterzone der Waldsteppe, um noch weiter nach Osten hin gänzlich zu verschwinden. Erst am Pazifischen Ozean tritt die Zone der Laubwälder nach längerer Unterbrechung wiederum auf. Eine weitere Folge des ost-westlichen Prinzips ist das Schwinden der Steppenzone nach Westen und Osten hin, die Ausbildung der Wüstenzone im Innneren des eurasischen Kontinents und deren Kontakt bzw. derjenige der Steppenzone mit der Zone der Laubwälder im mittleren Sibirien.

4. Die Gebirge

Eine Störung im idealen Verlauf der Landschaftszonen verursachen die Gebirge. Die Skanden, das skandinavische, sich zwischen Norwegen und Schweden von Norden nach Süden erstreckende Hochgebirge, der Ural weiter im Osten unterbrechen die Zone des Nadel- und des Laubwaldes. Im Süden, wo der Ural schon in der Steppenzone liegt, erscheinen auf seinen Höhen noch Wälder. Störend wirken ebenfalls die bewaldeten Karpathen, deren Bogen um die ungarische Tiefebene ragt. Ferner die von Westen nach Osten sich hinziehenden Alpen und die Gebirge der Balkanhalbinsel. Es fehlt daher in Mittel- und Westeuropa der allmähliche Übergang vom Wald zur Steppe, wie wir ihn in der russischen Ebene gut verfolgen können. Am Südfuß der Alpen, des Jailagebirges in der Krim und anderer Massive beginnt schon das Mittelmeergebiet mit seiner immergrünen Pflanzenwelt. Am Nordfuß dieser Gebirge liegt die Laubwaldzone, während die in die alpine Stufe hineinreichenden Gipfel schon eine an die arktische Zone gemahnende Vegetation tragen; nicht umsonst spricht der Botaniker vom arktisch-alpinen Element in der Flora Europas[5]. Ähnlich ist es auch in Asien. Eine Scheide zwischen Norden und Süden bildet der mächtige Kaukasus. Ein Gebirge, das aus der Wüste bzw. der Halbwüste aufsteigt, ist der Tian-Schan in Zentralasien mit seinen zu den höchsten Bergen der Erde gehörenden Gipfeln. Das Altaigebirge und andere Massive weiter im Nordosten schließen die Wüste Gobi von den Steppen, Waldsteppen und Wäldern Sibiriens ab; der Pamir, der Hindukusch und der Himalaya trennen die Wüste vom feuchten tropischen Indien. Auch in Nordamerika wird der regelmäßige Verlauf der Landschaftszonen durch die mächtigen Kordilleren unterbrochen. Die Landschaftszonen werden dabei verlegt: Wüste und Steppe – hier Prärie genannt – erstrecken sich weiter nach Norden als in Europa; denn im Windschatten, im Osten des Gebirges, ist es trockener als in den am Stillen Ozean gelegenen Küstengegenden. Dies ist auch in Skandinavien der Fall, wo der zu Schweden gehörende, im Windschatten des Gebirges gelegene Osten viel kontinentaler ist als die Küste Norwegens am Atlantischen Ozean. In Nordafrika bilden die Ketten des Atlas insofern ein störendes Element, als sie den allmählichen Übergang vom Mittelmeergebiet zur Wüste behindern und die alpine Stufe hier im Süden anders geartet ist als in den Alpen Mitteleuropas oder in den Karpathen. Im Süden folgt der allmähliche Übergang von der Halbwüste zur Wüste, und noch weiter südlich, jenseits der Sahara, beginnt deren Wandlung über Savannen und Steppen zu den feuchten Wäldern der Tropen.

Alle diese und zahlreiche andere, hier nicht besonders angeführte Gebirge bilden kleinere Gebirgslandschaften inmitten der weiten Zonen. Sie weisen je nach der Zone, worin sie liegen, einen besondern Charakter auf und haben eine besondere Stufenfolge in ihrer Pflanzendecke, die ihrerseits, je nach der Landschaftszone, eine bestimmte Zusammensetzung zeigt. Auch die obere Waldgrenze dieser Gebirge ist nicht überall gleich. Während sie in den Alpen aus Fichten gebildet wird, in Italien und im nördlichen Mittelmeergebiet aus Buchen und im südlichen aus der Apollotanne, der Zeder usw., besteht sie stellenweise, wie zum Beispiel in Vorderasien, aus laubabwerfenden Eichen und im südlichen Atlas aus den immergrünen Steineichen des Mittelmeergebietes. Wir können daher von Gebirgen der arktischen, der Nadelwald- und Laubwaldzone, der Steppen, der Mittelmeergebiete, der Halbwüste und der Wüste sprechen. Dabei ist eine gewisse Gesetzmäßigkeit zu beobachten, die in jedem dieser Gebirge festgestellt werden kann, die aber, je nach der örtlichen Lage, den Bedingungen der Umwelt entsprechend eine Änderung erfährt.

5. *Die Meere*

Auch die stellenweise tief in das Festland einschneidenden Meere stören den idealen Verlauf der Landschaftszonen. Wäre beispielsweise das Mittelmeer mit seinem östlichen Anhängsel, dem Schwarzen Meere, nicht vorhanden, würde sich auch das Mittelmeergebiet nicht so weit nach Osten hin erstrecken; es müßte einer Steppe weichen. Würde sich das Meer jedoch weiter nach Osten hin ausdehnen, ohne von der Mauer des Kaukasus unterbrochen zu werden, so hätten wir vielleicht in Zentralasien eine mediterrane Vegetation. Gelänge es, durch künstliche Zufuhr von Wasser, vielleicht von den Strömen Sibiriens her, die Niederschlagsmengen zu vergrößern, so gewönnen wir ein zweites Mittelmeergebiet im Herzen Asiens[6]; denn das Meer, bzw. die große Menge Feuchtigkeit, würde hier den Einfluß des schon erwähnten zentrifugalen oder west-östlichen Prinzips zurückdrängen.

Die Ostsee mildert wesentlich das Klima der Gestade der Uferstaaten; das Weiße Meer beeinflußt in gegenteiligem Sinne die umliegenden Länder. Es ist ein kaltes Meer, das bis spät ins Frühjahr hinein von Eis bedeckt ist. Die vom Eismeer im Norden kommenden Strömungen tragen mächtige Eisschollen mit, die den engen Ausgang des Weißen Meeres, den sogenannten Hals, verstopfen und erst spät im Jahre schmelzen. Eine subarktische Tundra bedeckt zu beiden Seiten bis tief nach Süden die Küsten. Ähnlich wirkt weiter im Osten der kalte Meerbusen des Ob, der mit einem Binnenmeere zu vergleichen ist, das sich tief ins

Land hinein erstreckt. Auch die Hudsonbai in Nordamerika gleicht einem riesigen Eiskeller, der die Grenze zwischen der Tundra der arktischen Zone mit den sie bedeckenden Barren Grounds und der Zone des Nadelwaldes weit nach Süden zurückdrängt.

6. Die Verschiebung der Landschaftszonen

Nach dieser langen und scheinbar unnötigen Erörterung über Landschaft und Landschaftszonen können wir wieder zum eigentlichen Thema unseres Buches: zur Klimaänderung der Gegenwart, zurückkehren. Denn beide, Verschiebung der Landschaftszonen und Klimaänderung, stehen in enger Wechselwirkung miteinander.

Jede länger dauernde Änderung des Klimas bewirkt eine Verschiebung der Landschaftszonen. Wird es wärmer, so macht sich das nordsüdliche Prinzip bemerkbar, die Zonen verschieben sich nach Norden: die Subarktis in die eigentliche Arktis hinein, die Zone der Nadelwälder in die Unterzone der Subarktis, die Zone der Laub- und Mischwälder in die der Nadelwälder und die Zone der Steppen in diejenige der Wälder, und schließlich wird sich die Wüstenzone in die Zone der Steppen hinein verschieben. Wird jedoch das Klima kälter, so verschieben sich die Landschaftszonen in der umgekehrten Richtung, von Norden nach Süden. Bei jeder Verschiebung sind Überreste der einen Zone in der andern erkennbar. So findet man derartige Relikte aus der Subarktis weit im Norden in der eigentlichen Arktis usw. Wir werden dies später noch berühren; jetzt handelt es sich nur darum, festzustellen, ob wir bei der in der Gegenwart vor sich gehenden Klimaänderung eine Verschiebung der Landschaftszonen nach Norden nachweisen können, was uns einen weiteren, nicht klimatischen Beweis für die gegenwärtige Erwärmung des Klimas liefern würde.

Auch eine Verminderung der sommerlichen Niederschläge bei gleichzeitiger Erhöhung der Sommertemperaturen würde zu einer Verschiebung der Landschaftszonen führen. In diesem Falle handelte es sich jedoch um das ost-westliche Prinzip: bei einem trockeneren Klima würden sich in Europa die Zonen von Osten nach Westen verschieben. Mit anderen Worten: die Steppe und die Waldsteppe würde sich dann weiter nach Westen erstrecken, als das heute der Fall ist. Dies scheint einmal tatsächlich so gewesen zu sein. Bei einem feuchteren und kälteren Klima dagegen müßten sich die genannten Zonen ins Innere des Kontinentes zurückziehen, und die jetzt unterbrochene Laubwaldzone würde sich wiederum schließen.

Eine Folge des ozeanischen Einflusses sowohl im Nordwesten – am

Atlantischen Ozean – als auch im Nordosten – an den Ufern des Pazifik – ist die Bildung einer Unterzone aus kleinblättrigen Laubhölzern wie z. B. des subarktischen Birkenwaldgürtels im südlichen Skandinavien. Wird nun das Klima trockener, d. h. wirkt sich das ost-westliche Prinzip stärker aus, so muß die Unterzone der Birkenwälder zusammenschrumpfen, um schließlich ganz zu verschwinden. Dies läßt sich tatsächlich stellenweise beobachten. Wird das Klima gleichzeitig wärmer und trockener, das heißt, kommen beide Prinzipien zur Geltung, so wird der Wald in die Tundra vorrücken und gleichzeitig auch die Unterzone des Birkenwaldes zusammenschrumpfen. Dieser Vorgang scheint gegenwärtig, wie wir noch darlegen werden, abzulaufen.

Wir bemerken also ein fortwährendes Vorrücken und Zurückschreiten der Landschaftszonen von Norden nach Süden und umgekehrt, und gleichzeitig eine Verschiebung vom Zentrum zur Peripherie und zurück, ein Fluktuieren oder Oszillieren, wodurch zahlreiche Erscheinungen in der Zusammensetzung der Landschaftszonen erklärt werden können. Relikte, d. h. Überbleibsel dieser Verschiebungen, findet man jetzt noch; sie können als Beweise früherer Verschiebungen der Zonen gelten. Es sind also Schwankungen des Klimas, die dieses Oszillieren bewirken. Auch die Klimaänderung der Gegenwart scheint eine solche Schwankung zu sein, die uns allerdings im Ungewissen darüber läßt, wann die rückläufige Bewegung einsetzen wird. Umgekehrt können wir, wenn wir eine Verschiebung der Landschaftszonen feststellen, auf eine Klimaänderung schließen.

Wir wollen nun zur Untersuchung des Verhaltens der verschiedenen Landschaftselemente bei der jetzigen Klimaänderung übergehen. Das Klima wurde schon betrachtet: es gibt noch eine ganze Reihe anderer Elemente, deren Verhalten die jetzige Verschiebung der Landschaftszonen bestätigt.

1. *Einleitung*

Neben dem Klima ist die Pflanzendecke das bezeichnendste Merkmal einer Landschaftszone, denn es sticht, soweit wir es mit einer Naturlandschaft zu tun haben, wo die ursprüngliche Vegetation noch nicht vernichtet ist, am ehesten ins Auge: etwa die Waldlosigkeit der Tundra in der arktischen Zone, der Steppe und Wüste, oder die Nadelwälder, Laubwälder usw. Die Klimaänderung wirkt sich in der Zusammensetzung der Pflanzendecke aus; sie kann aber nur dort mit Erfolg untersucht werden, wo die menschliche Einwirkung gering oder überhaupt nicht vorhanden ist. Die Steppenzone ist beispielsweise zum größten Teil mit Getreidefeldern bedeckt, und die natürlichen Steppen haben sich nur stellenweise erhalten.

Die Verschiebung der Landschaftszonen nach Norden hin kann man am besten an der polaren Waldgrenze beobachten, wo der Nadelwald in die waldlose arktische Zone bzw. in die Unterzone der Subarktis übergeht. Hier ist auch der Einfluß des Menschen sehr gering; nur der extensive der Rentiernomaden, Lappen und Samojeden in Europa und anderer Völker in Nordsibirien macht sich bemerkbar, die sich im Winter mit ihren Rentierherden an der polaren Waldgrenze aufhalten und Bäume für ihren Bedarf an Brennholz schlagen[1].

2. *Die polare Waldgrenze*

Über den Verlauf der polaren Waldgrenze in Europa und Asien besteht eine reichhaltige Literatur. Ältere Reisende wie Schrenck, der die Samojedentundra untersuchte, der große Erforscher Sibiriens Middendorf und dann später Tanfiljew, Pohle und der Verfasser, welcher kurz vor dem ersten Weltkrieg die Halbinsel Kola dreimal bereiste, vertraten die Ansicht, der Wald weiche vor der Tundra zurück[2]. Über die Ursachen dieses Zurückweichens waren die Meinungen allerdings geteilt. Wenn es die einen auf ungünstige klimatische Bedingungen zurückführten, meinte Tanfiljew, das Klima habe sich in historischer Zeit nicht merklich verschlechtert, der Wald weiche infolge des Versumpfens seiner Ränder zurück. Pohle sagte, die Versumpfung werde dadurch gefördert, daß die nomadisierende Bevölkerung Bäume fälle, während der Verfasser die Ansicht aussprach, das Versumpfen der Wälder und damit das Zurückweichen der polaren Waldgrenze sei ein natürlicher Vorgang, der durch den dort äußerst lichten Baumbestand begünstigt werde, in-

dem die lichtliebenden Torfmoose, die Sphagna, leicht in den Wald eindringen und so die Versumpfung einleiten könnten. Doch wurde von ihm in Abrede gestellt, daß hierbei eine merkliche Klimaverschlechterung beteiligt sein könne. Übrigens wurde an der Indigirka in Ostsibirien von einer russischen Forscherin[3] auch ein Zurückweichen des Waldes infolge von Versumpfung beobachtet, wobei die größeren Bäume abstarben. Hinzu kommt noch der menschliche Einfluß.

Von finnischen Forschern wurde der Bedarf der Lappen und spärlichen Siedler an Holz und der Zuwachs der Wälder im hohen Norden einer Untersuchung unterzogen. Es stellte sich heraus, daß der jährliche Zuwachs 0.3 bis 0.4 m^3 je Hektar ausmacht, was auf die Zeit vor dem Abtreten des Gebietes von Petsamo an die USSR bezogen werden muß, wo sich die polare Waldgrenze in Finnisch Lappland auf 800 Kilometer erstreckte. In einer 100 m breiten Zone längs dieser Waldgrenze beträgt der jährliche Zuwachs demnach 3000 m^3. Ein Kolonist verbraucht in Finnisch Lappland alljährlich gegen 50 bis 75 m^3 Holz; es ist nicht schwer zu berechnen, wie groß der Bedarf der ungefähr 150 lappischen und finnischen Siedler ist. 10000 m^3 würde der jährliche Zuwachs erst in einer 300 m breiten Zone betragen. Außerdem stellte man für das nördliche Norwegen einen noch geringeren Zuwachs fest, nämlich 0.2 m^3 in Alten, 0.11 m^3 in Porsanger, 0.17 m^3 in Karasjok und 0.18 m^3 im Tale des Pasvig-Flusses. Dieser verheerende menschliche Einfluß wird auch in andern Ländern beschrieben, so an der polaren Waldgrenze Sibiriens und Kanadas, ferner in Gebirgen wie dem Altai. Auch in den Schweizer Alpen ist die obere Waldgrenze stark herabgedrückt worden; an Stelle der Wälder sind vielerorts Wiesen und Weiden entstanden. Außer der Holznutzung wird der Wald durch Brände, deren Ursache zum größten Teil der Mensch ist, geschädigt. All dies sind Einwirkungen, die sich dort besonders bemerkbar machen, wo sich der Wald in der Defensive befindet.

Den Anschauungen vom Rückgang des Waldes stehen diejenigen anderer Reisender in neuerer Zeit gegenüber, die von einem Vorrücken des Waldes in die Tundra hinein berichten und es, wie zum Beispiel Grigorjew in der Großlandtundra und Aario im Gebiete von Petsamo (Petschenga) im nördlichen Finnland, mit einer Klimaverbesserung in Beziehung bringen[4]. Die Widersprüche in den Berichten früherer und späterer Reisender lassen sich nach Grigorjew nur dadurch erklären, daß seit ungefähr 1919 das Klima im Norden wärmer geworden ist, was ja die von uns angeführten klimatischen Angaben bestätigen.

In dem Alaska gegenüberliegenden Gebiet von Anadyr rückt der Wald nach Angaben der russischen Forscherin Tjulina ebenfalls in die

Tundra vor, und weiter im Westen, an der Chatanga, stellt die selbe Verfasserin auf Grund des Wuchses der Lärche eine Klimaverbesserung fest, die schon hundert Jahre andauern soll[5]. Desgleichen scheint nach Griggs der Wald im nordwestlichen Alaska im Vorrücken begriffen zu sein. Auf Kodiak nimmt er von einem Gebiet Besitz, das früher nie bewaldet gewesen ist, und auch an andern Stellen von Alaska ist die polare Waldgrenze nicht stationär[6].

Wie wirkt sich eine Klimaveränderung im Sinne einer Erhöhung der Mitteltemperatur des Jahres an der polaren Waldgrenze aus? Wir besitzen eine Reihe von Untersuchungen, die ein Licht auf diese Frage werfen und uns zeigen, daß die Nadelwaldzone in den letzten Jahrzehnten gegen die arktische Zone hin im Fortschreiten begriffen ist. Der finnische Forscher Aario machte im Gebiet von Petsamo die Beobachtung, daß sich Birkenjungwuchs an Stellen ausbreitet, wo die Bestände seit Jahrhunderten verschwunden sind. Allerdings wurden sie an der polaren Birkenwaldgrenze, wie auf der Fischerhalbinsel, abgeholzt. Wir müssen dazu bemerken, daß im Nordwesten Europas, also im nördlichen Skandinavien und auf der Halbinsel Kola, die Birke die polare Baumgrenze bildet. Hier erstreckt sich eine nach Osten hin immer schmäler werdende Unterzone des Birkenwaldes zwischen Nadelwald und Tundra, die östlich des Weißen Meeres fehlt, um dann im äußersten Fernen Osten, allerdings in einer andern Form, wieder aufzutreten. Diese Entwicklung des Birkenwaldes ist eine Folge des ozeanischen Einflusses, des Atlantischen bzw. des Stillen Ozeans. Südlich der Unterzone des Birkenwaldes beginnt der Nadelwald. Im Westen, bis ungefähr zum Fjord von Kola, ist die Kiefer, weiter im Osten die Fichte der in den Wäldern vorherrschende Nadelbaum. Wenn wir also vom nördlichen Norwegen und dem Gebiete von Petsamo nach Süden wandern, gelangen wir in die Zone der Kiefernwälder. Hier fehlen hundertjährige Bäume fast vollständig, da in den betreffenden Jahren keine Verjüngung eingetreten ist; dafür aber ist Kiefernjungwuchs in großer Menge vorhanden.

An dieser Stelle müssen wir einige Worte über die Verjüngung der Bäume an der polaren Baumgrenze einschalten. Jede Pflanze besitzt ein Optimum in ihren Lebensbedingungen. Sie braucht eine bestimmte Menge Wärme, einen bestimmten Boden, Niederschläge usw. Befindet sie sich innerhalb dieses Optimums, so gedeiht sie gut, blüht und trägt Früchte; befindet sie sich aber außerhalb, so blüht sie seltener oder gar nicht, trägt weniger Früchte, oder es tritt an Stelle der Vermehrung durch Samen die vegetative Vermehrung. Wir kennen viele solcher Beispiele. Da ist etwa der Efeu: an seiner Nordgrenze in Litauen (LSSR) eine niedrig wachsende, am Boden liegende Pflanze, die niemals die

Bäume hinaufklettert, niemals blüht und sich nur auf vegetative Weise vermehrt. Er ist wohl ein Überrest aus einer Zeit, da das Klima in Litauen wärmer war und er hier Früchte tragen konnte. In Skandinavien wächst die arktische Himbeere *(Rubus arcticus)*, deren brombeerartige Früchte zu einem schmackhaften Likör verarbeitet werden. Die Pflanze kommt schon im südlichen Finnland, ja auch in den Baltischen Ländern, wie in Estland, und stellenweise noch weiter südlich vor; sie erreicht im Norden das Eismeer. Hier entfaltet sie ihre himbeerfarbenen Blüten; doch Früchte trägt sie nur in einem mittleren Streifen ihres Verbreitungsgebietes, im mittleren Finnland bis zum Weißen Meer hin. Pflanzen wie die Preißelbeere *(Vaccinium vitis idaea)* und die Krähenbeere *(Empetrum nigrum)*, die Rauschbeere *(Vaccinium uliginosum)* und die Schell- oder Multebeere *(Rubus chamaemorus)* vermehren sich auf der in der Arktis liegenden Insel Nowaja Semlja nur vegetativ; denn sie tragen hier keine Früchte. Man muß sie ebenfalls als Relikte aus einer Zeit ansehen, wo die Unterzone der Subarktis bis weit in den Norden reichte. Schließlich wird von der Krähenbeere berichtet, daß sie am Neidenfjord in Nordnorwegen fast immer steril sei, an geschützten Stellen hingegen Früchte trage, was aber nicht heißen will, daß diese auch keimfähige Samen haben.

Ähnliches läßt sich auch in den Alpen beobachten. Viele Gräser kommen hier in viviparen, das heißt lebendig gebärenden, Formen vor: die Samen reifen nicht, sondern sie wachsen in Keime aus, die zu Boden fallen und hier Wurzeln treiben, als Anpassung an die überaus kurze Vegetationsperiode, die das Reifen der Samen verhindert[7].

3. Die Bäume an der polaren Waldgrenze

a) Die Samenjahre

Wir wollen jetzt zu den Bäumen übergehen. An der polaren Waldgrenze befinden sie sich jedenfalls nicht in ihrem Optimum. Dies äußert sich darin, daß die Bäume nur selten reife Samen tragen, die Samenjahre also selten auftreten. Je weiter im Norden die Bäume stehen, desto seltener sind die Samenjahre, desto geringer ist der Nachwuchs in den Wäldern. Die Folge davon ist, daß unfern der polaren Waldgrenze die Wälder nicht nur licht sind, sondern daß in ihnen der aus verschiedenen Altersklassen bestehende Unterwuchs fehlt. Die Nadelwälder Mitteleuropas sind dicht, es gibt Bäume aller Größen und jeglichen Alters. Im Norden finden sich nur große Bäume und kleine, da ja die Samenjahre nicht, wie in Mitteleuropa, jedes oder beinahe jedes Jahr auftreten.

Der finnische Forstmann Renvall[8] untersuchte Anfang dieses Jahrhunderts die Verjüngung der Kiefer an der polaren Waldgrenze. Es stellte sich heraus, daß dieser Baum hier nur einmal im Laufe von hundert Jahren reife Samen trägt; mit andern Worten: nachdem reife Samen zu Boden fielen und keimten, dauert es hundert Jahre, bis wieder Samen reifen und sich Jungwuchs einstellen kann. Doch nicht weit von der Waldgrenze entfernt treten die Samenjahre schon alle zehn bis zwanzig Jahre auf, und weiter im Süden sind sie noch häufiger.

Wie steht es aber mit der Vermehrung der übrigen Waldbäume an der polaren Waldgrenze? Renvall beschränkte sich in seinen Untersuchungen auf die Kiefer, die indessen nur im westlichen Teil des europäischen Nordens bis in die Nähe der Waldgrenze vordringt. Östlich des Kola-Fjordes rückt die Fichte, je weiter nach Osten, desto näher an die polare Waldgrenze, um östlich des Weißen Meeres die Baumgrenze zu bilden. Dieser Baum wird von russischer Seite[9] in dem zwischen dem 67. und 68. Breitengrad gelegenen Naturreservat auf der Halbinsel Kola beobachtet. Reiche Samenjahre treten hier alle sechs bis sieben Jahre auf, also viel häufiger als bei der Kiefer weiter im Westen. Zwischen einem reichen und einem mittleren Samenjahr liegen drei bis vier Jahre. Doch kann die Samenernte zwischen zwei reichen Samenjahren unberücksichtigt gelassen werden, da sie äußerst gering ist. So trugen im Jahr 1940 nur 2.7% aller Fichten Samen, 1939 waren es 26.4% und im samenreichen Jahr 1938 86.6%. Das bedeutet nun aber nicht, daß auch alle Samen reiften und daß der Ertrag je Hektar hoch war. Denn erstens sind die nordischen Wälder sehr licht: je Hektar konnten nur 56 Bäume im Fichtenwald mit Schwarzbeeren und Rentierflechten und nur 50 Bäume im Fichtenwald mit Schwarzbeeren, der zu den besten im Norden gehört, gezählt werden; zweitens ist die Anzahl der reifen Zapfen auf jedem Baume gering, sie beträgt höchstens einige Dutzend gegen einige Hundert in den Fichtenwäldern des Südens. Im samenreichen Jahr 1938 wurden im Fichtenwald mit Schwarzbeeren je Hektar 9453 Zapfen gezählt, 1939 waren es 1324 und im samenarmen Jahr 1940 noch 62. Dies zeigt, daß im Reservat auch in einem samenarmen Jahr viel weniger Zapfen auf einen Hektar kommen als in südlicheren Gegenden, zum Beispiel in Leningrad, wo 1928 105200 und 1940 122500 Zapfen gezählt wurden. Außerdem lieferte diese geringe Anzahl von Zapfen im Norden nur sehr wenig Samen infolge der großen Feuchtigkeit der Luft, die das Öffnen der Schuppen behindert, und infolge der vielen Schädlinge, die eine starke Ausscheidung von Harz hervorrufen, so daß die Samen mit den Schuppen verkleben. Je Hektar sind es nur drei Kilogramm gegen einige Dutzend in südlicheren Breiten. Aber auch

diese drei Kilogramm erreichen nicht immer den Boden, denn in samenreichen Jahren erscheinen regelmäßig zahlreiche Kreuzschnäbel, die bis zu drei Viertel des Ertrages vernichten. Berechnungen zeigen, daß je Hektar im Fichtenwald der Halbinsel Kola nur 600 bis 700 Gramm Samen auf die Erde fallen. In südlicheren Breiten kommen auf einen Hektar mehrere Millionen Fichtensamen, auf der Halbinsel Kola bloß 200000 bis 300000, und diese sind zum größten Teil taub oder keimen nicht, so daß schließlich auf einen Quadratmeter zehn bis fünfzehn Samen entfallen.

Auch andere Reisende, wie der bekannte finnische Forscher Kihlman[10], zuletzt der Verfasser, beobachteten eine äußerst schwache Besamung der Fichte in den nordischen Wäldern.

b) Die Keimfähigkeit der Samen

Wodurch wird die Seltenheit der Samenjahre bedingt? Ohne Zweifel ist sie eine Folge des Klimas. Doch wie beeinflußt es die Besamung der waldbildenden Gehölze? Darüber gibt uns eine Untersuchung des finnischen Botanikers Kujala[11] Auskunft. Renvalls und später Heikinheimos Beobachtungen zeigten, daß die Samen im Norden in den meisten Jahren nicht reifen. Die Erfahrung erwies, daß auch weiter im Süden die Keimfähigkeit der Samen in den verschiedenen Jahren schwankt, und zwar auch hier allem Anschein nach meistens aus klimatischen Gründen.

Die Samen an der polaren Waldgrenze weisen gewisse Eigentümlichkeiten auf, die in größerem oder geringerem Maße die Keimfähigkeit beeinflussen. Da ist einmal die Farbe der Kiefern- und Fichtensamen, die sich, obwohl sie aus Erblichkeitsgründen variieren kann, je nach dem Entwicklungsstadium wesentlich ändert. Bei schwach entwickelten Kiefernsamen bleibt die Farbe hell, und wenn die nordischen heller gefärbt sind als die aus den südlicheren Gegenden stammenden, so beruht dies augenscheinlich darauf, daß die nordischen Samen weniger entwickelt sind. Da sich im nördlichen Finnland und an der polaren Waldgrenze so gut wie nie vollentwickelte Samen bilden, kommt die Farbe des vollentwickelten Samens in diesen Gegenden beinahe nie zum Vorschein. Die Farbenvariation der Fichtensamen entspricht mehr oder weniger der der Kiefernsamen. Gutentwickelte Fichtensamen sind fast einheitlich schwarzbraun, während die schwachentwickelten nordischen Samen lichter, zum Teil braun gestreift sind. Die Samen der Kiefer und der Fichte sind bekanntlich geflügelt. Die Farbe dieser Flügel variiert je nach der Herkunft der Bäume. Sie sind bei den schwächer entwickelten Samen stets heller, entweder braun oder gelblichweiß. Die Nordgrenze der Samen mit schwarzbraun gefärbten Flügeln wird durch

die Sommertemperatur bestimmt. Als weiteres Merkmal, wovon de
Zustand der Reife und die Keimungsmöglichkeit abhängen, tritt di
anatomische Struktur der Samen hinzu.

Je nach dem Zustand der Entwicklung der im Samen enthaltene
Keimlinge läßt sich eine Reihe von Samentypen aufstellen, die wiederun
interessante Aufschlüsse über den Klimaeinfluß und die Verjüngun
geben. So werden in Finnland sieben Entwicklungsklassen von Kiefern
samen unterschieden, denen sich die entsprechenden Klassen von Fich
tensamen anschließen. Die erste mit 0 bezeichnete Klasse umfaßt hohl
Samen; dann folgt die Klasse mit den dem Aussehen nach toten Samen
die indessen noch ein Endosperm enthalten; die letzte, höchste Klass
vereinigt die vollentwickelten Samen. Die Keimfähigkeit bestimmt da
Maß der Samenreife, die durch die Sommertemperatur entscheiden
beeinflußt wird. Die einen skandinavischen Forscher sehen die 10.5°
Isotherme von Juni bis September als die Grenze an, bis zu welcher de
Kiefernsamen so gut entwickelt ist, daß er einigermaßen befriedigen
keimt. Andern zufolge ist die Grenze, bis zu welcher wenigstens 50% de
Samen keimen, ungefähr durch die 13.5°-Isotherme der Monate Juni bi
August bestimmt. Wenn nun die Klassen der Kiefernsamen dem verschie
denen Entwicklungsgrad entsprechen, so kann man erwarten, daß dies
Klassen in ihrer Verbreitung eine ebenso gesetzmäßige Abhängigkeit von
der Sommertemperatur aufweisen wie die Stufen der Keimfähigkeit.

Teilt man die Samenproben in fünf Qualitätsklassen ein, je nach dem
Prozentsatz von Samen, die der einen oder anderen Entwicklungsklass
angehören, so ergibt sich folgendes: zur höchsten Klasse zählt diejenig
Samenprobe, bei der wenigstens 10% der Samen zur höchsten, also zu
siebenten Entwicklungsklasse gehören, zur untersten eine Samenprob
die hauptsächlich die beiden untersten Entwicklungsklassen enthält. Wi
sind diese Qualitätsklassen verbreitet? Eingehende Untersuchungen zei
gen, daß in Nordfinnland, also in der Nähe der polaren Waldgrenze, di
Samen der schlechtesten Qualitätsklasse angehören; sie haben ein hohle
oder nur schwach entwickeltes Endosperm. Die Samen der höchsten
Qualitätsklassen kommen in den südlichen Teilen des Landes vor. Is
der Sommer warm, findet man diese Klassen weiter nach Norden hin
ist er kälter, treten sie weiter im Süden auf. Es läßt sich so ein Zusam
menhang zwischen den Qualitätsklassen und der Sommertemperatu
feststellen, und es ist eindeutig ersichtlich – auch andere hier nicht auf
geführte Untersuchungen bestätigen es –, daß die seltene Verjüngun
der Bäume an der polaren Waldgrenze nicht eine Rasseneigentümlich
keit der dort wachsenden Baumarten und auch nicht den nachteilige
Bodenverhältnissen zuzuschreiben ist, sondern ausschließlich auf de

mangelhaften Entwicklung der Samen beruht, die ihrerseits mit den niederen Sommertemperaturen im Norden im Zusammenhang steht.

Die Nordgrenze des gutentwickelten Samens wechselt von Jahr zu Jahr in Übereinstimmung mit den Jahresisothermen. Fast in der ganzen Nordhälfte Finnlands ist die Entwicklung mehr oder weniger mangelhaft, und an der polaren Waldgrenze bildet sich sogar in den günstigsten Jahren nur ein schwacher Samen, der sehr schlecht keimt. In den Gebieten nahe der Waldgrenze kann schon eine genügend lang andauernde Senkung der Temperatur oder deren Erhöhung um ein halbes Grad die Qualität der Samen beeinflussen und damit die Häufigkeit oder Seltenheit der Samenjahre. Infolgedessen verschiebt sich die polare Waldgrenze nach Süden oder Norden.

4. *Verschiebung der polaren Waldgrenze*

Der Verlauf der polaren Waldgrenze wird also vornehmlich durch die Temperatur bestimmt. Der schweizerische Botaniker Brockmann-Jerosch, der dieser Frage ein ganzes Buch gewidmet hat[12], zeigte, daß die 10°-Juli-Isotherme entscheidend ist. Nach andern Forschern wird die polare Waldgrenze durch die 12°-Isotherme des Juli gebildet[13].

Der jetzige Verlauf der polaren Waldgrenze ist das Ergebnis des bisherigen, vor kurzem noch vorherrschenden Klimas. Sie verläuft dort, wo die Waldbäume gerade noch genügend Kraft aufbrachten, um hin und wieder ihre Samen zu reifen und die Verjüngung zu gewährleisten. Es besteht also ein labiles Gleichgewicht zwischen Wald und Tundra, wobei geringe äußere Einflüsse, wie zum Beispiel das Fällen von Bäumen, das Lichten des Waldes durch den Menschen, der lichte Baumbestand usw., das Eindringen der verschiedenen Tundravereine in den Wald begünstigen. Jede Klimaverschlechterung vermindert für die Baumarten die Existenzmöglichkeit, eine jede Verbesserung erhöht sie. Dies erklären uns die Untersuchungen von Aario[14] bei Petsamo: das Klima ist wärmer geworden, die Bäume an der polaren Grenze des Waldes tragen mehr und häufiger Samen als früher. Der finnische Forscher Hustich[15] weist ebenfalls auf ein wärmeres Klima in der letzten Zeit hin; insbesondere seit 1917 sei es für den Baumwuchs günstiger geworden. Dabei kommt er zu dem überraschenden Ergebnis, daß in Petsamo die Kiefern in den letzten zwanzig Jahren zwei- bis dreimal Samen reiften. Auch andere Forscher beobachteten in den letzten Jahrzehnten eine mehrmalige Verjüngung in Gebieten, wo Renvall Anfang des Jahrhunderts ein Samenjahr innerhalb von hundert Jahren angegeben hatte. Hustich stellte fest, daß seit 1920 in Utsjoki in Finnisch Lappland wenigstens

drei gute Samenjahre zu verzeichnen waren. Der Verfasser studierte bei Gällivara und Abisko im schwedischen Lappland einen Jungwuchs der Kiefer, der auf mehrere Samenjahre innerhalb der letzten zwanzig bis dreißig Jahre hinweist[16].

Das Eindringen der Zone des Nadelwaldes in die Tundra wird durch das nord-südliche Prinzip bestimmt. Falls die Klimaverbesserung, wie sie jetzt zu beobachten ist, längere Zeit andauern sollte, werden die unweit der polaren Waldgrenze befindlichen Wälder mit der Zeit ebenso viele verschiedene Jahresklassen wie die weiter südlich liegenden aufweisen. Denn die südlichen Teile der Nadelwaldzone verschieben sich nordwärts und die Wälder an der polaren Waldgrenze rücken gegen die Tundra vor. Aber auch die an der polaren Waldgrenze wachsenden Zwergsträucher und Spaliersträucher werden infolge der Temperaturerhöhung reichlicher Früchte tragen und weiter in die Tundra vordringen. Die ganze polare Waldgrenze verlagert sich gegen die Unterzone der Subarktis und diese wiederum gegen die Unterzone der eigentlichen Arktis. Allmählich wird sich derselbe Zustand einstellen wie zu der Zeit, da die polare Waldgrenze ungefähr 200 bis 250 Kilometer weiter im Norden verlief und auch die Subarktis weiter nach Norden reichte. So findet man jetzt noch Sphagnumoore beim Matotschkin Schar auf Nowaja Semlja[17] als Relikt aus dieser Zeit.

Auch im Fernen Osten läßt sich ein Vordringen des Waldes in die Tundra feststellen, ähnlich am Anadyr, wo die Laubhölzer längs des Flußtales bis weit in die Tundra hinein vorkommen. Die daurische Lärche *(Larix daurica)* dringt dort auf den Alluvionen in die Laubhölzer hinein, ja stellenweise kann man den Jungwuchs in der offenen Bergtundra, das heißt oberhalb der alpinen Waldgrenze, beobachten.

Eine Reihe weiterer Beweise für eine Erwärmung des Klimas an der polaren Waldgrenze finden wir in einer Arbeit von Galazij[18]. So stößt im Norden des europäischen Teils der UdSSR die aus Zwergsträuchern bestehende sogenannte südliche Tundra in die weiter nördlich gelegene Moostundra vor, und diese rückt wiederum in die aus Gräsern und Moosen bestehende arktische Tundra hinein. Im nördlichen Ural, in der Großlandtundra und an anderen Stellen, breiten sich die Bäume in ehemals baumlosen Gebieten aus und dringen in die Tundra vor. Auf den Aleuten wandert die Waldvegetation von den bewaldeten Inseln auf die weiter im Ozean liegenden unbewaldeten. Überall macht sich im Norden der UdSSR eine erhöhte Intensität des Baumwuchses bemerkbar. Dasselbe ist auch auf den Gebirgen des nördlichen Sibiriens zu beobachten, wo sich die alpine Waldgrenze höher hinauf erstreckt und die Bäume mehr Samen tragen als früher.

Neben der nord-südlichen Verschiebung macht sich im Norden ferner eine ost-westliche bemerkbar. Das Klima wird nicht nur wärmer, sondern auch trockener, kontinentaler. Die Folgen davon bestätigen sich ebenfalls an der polaren Waldgrenze, im nördlichen Europa wie im Fernen Osten.

Die Fichte scheint bei der Klimaverbesserung an der polaren Waldgrenze nichts gewonnen zu haben, jedenfalls findet sich in der Literatur kaum eine Erwähnung darüber, daß der Baum, zumindest in Skandinavien, nach Norden vordränge. Bei Petsamo lassen die Kronen der Fichten erkennen, daß sie in den letzten Jahren verhältnismäßig gut gewachsen sind; dagegen haben die vorausgegangenen Zeiten Anzeichen einer ungünstigen Entwicklung hinterlassen. Es ist immer von der Kiefer die Rede, die in die Unterzone des Birkenwaldes hineinwächst. Zahlreiche Beobachtungen weisen gerade auf das Vorhandensein junger, oft nicht mehr als ein Meter hoher Kiefern hin, die einige Kilometer weit von der jetzigen Kieferngrenze, ja sogar in der Tundra vorkommen[19]. Theoretisch sollte bei der Klimaverbesserung die Birkenwaldstufe sowie diejenige des Nadelwaldes, die im Westen aus Kiefern gebildet wird, nach Norden vorrücken; in Wirklichkeit wird aber die Birke von der Kiefer überholt, da jene sich weniger stark verjüngt. Die geringste Zunahme der Verjüngung scheint die Fichte aufzuweisen. Da das Klima *nicht nur wärmer, sondern auch trockener geworden ist, begünstigt es* die Kiefer, die die Trockenheit liebt, und hemmt die noch mehr Feuchtigkeit verlangende Birke. Am ungünstigsten wirkt es sich für die Fichte aus, die bis vor kurzem noch überall im Vordringen begriffen war. Hält die gegenwärtige Klimaänderung an, so wird nicht nur die polare Waldgrenze bald weiter im Norden verlaufen, als es jetzt der Fall ist, sondern auch die Unterzone des subarktischen Birkenwaldes wird schwinden, und die Kiefer wird, wenigstens in Nordwesteuropa, die polare Waldgrenze bilden.

Diese Tendenz zu einem kontinentaleren Klima sehen wir auch im Fernen Osten. Das schon erwähnte Vordringen der Lärche in die hier die Waldgrenze bildenden Laubwälder hinein gehört zu solchen Erscheinungen.

Anderseits wird von einigen Forschern die stärkere Ozeanität des Klimas betont. So erklärt der polnische Geograph Romer[20], bis 1930 sei das Klima in Europa ozeanischer geworden. Dies ergibt sich aus dem Vergleich der Mitteltemperatur und der Niederschläge der neun Stationen Tilsit, Kiel, Berlin, Dresden, München, Krakau, Warschau, Moskau und Leningrad. In den Jahren 1851 bis 1930 stieg die Mitteltemperatur des Winters insgesamt um 0.95°, die des Sommers fiel um 0.27°; die

Amplitude wurde somit um 1.22° kleiner. Das Mittel für die Niede
schläge stieg um +46 mm. Ein Steigen der Ozeanität für diese Perio
ist also ohne Zweifel vorhanden.

Offenbar hat in den letzten Dezennien sowohl die Ozeanität als auch di
Kontinentalität zugenommen. Wir müssen diesen Vorgang für eine loka
Erscheinung halten, die sich innerhalb einer Klimaänderung abspielt.

Schließlich wollen wir darauf hinweisen, daß sich auch in den Alpe
Beweise für eine Klimaänderung feststellen lassen. So sagt Braun
Blanquet[21], das Felsgerüst des Piz Languard habe »oberhalb 3000 m se
1903 eine deutliche Bereicherung seiner Flora erfahren. In Zukunft wir
sich das natürliche Auf und Ab dieser Flora mit größerer Sicherhe
verfolgen lassen. Der Languardgipfel kann somit als ein Maßstab fü
Vegetations- und damit auch für Klimaänderungen gelten.»

5. *Die Vegetation anderer Landschaftszonen*

Wenn nun das wärmere und trockenere Klima eine Verschiebung de
Nadelwaldes nach Norden bzw. nach Nordwesten verursacht und di
größere Trockenheit einem Vordringen der Kontinentalität Vorschu
leistet, wie steht es dann mit den andern, weiter südlicher gelegene
Landschaftszonen? Wegen der starken Beeinflussung durch den Me
schen ist eine Verschiebung weniger leicht festzustellen; die Grenz
zum Beispiel zwischen der Nadelwaldzone und der Laubwaldzone, ve
läuft weniger scharf als zwischen der Nadelwaldzone und der waldlose
Tundra. So gibt es im südlichen Teil der Nadelwaldzone zahlreich
Kräuter der Laubwälder, sogenannte Hainpflanzen wie zum Beispiel di
gelbe Taubnessel *(Lamium galeobdolon)*, die Lungenblume *(Pulmonari
officinalis)* und den Waldmeister *(Asperula odorata)*, die von manche
Botanikern als Überreste der Zeit angesehen werden, wo die Zone de
Laubwälder viel weiter nach Norden reichte. Anderseits erwähnen fin
nische Botaniker die Ausbreitung solcher Pflanzen und das Auftrete
von Arten, die weiter im Süden zu Hause sind, in den Nadelwälder
soweit das jetzige Klima dem Optimum dieser Pflanzen günstiger ist
Sie bestätigen, daß eine Ausdehnung der Laubwaldzone nach Norde
tatsächlich stattfindet, und weisen zum Beweis dafür auf die auffallend
Verjüngung der Edellaubwälder in Südfinnland hin[22].

Noch schwieriger ist die Feststellung einer Verschiebung der Steppe
zone nach Norden hin. Die Wälder an der Südgrenze des Laubwalde
sind in hohem Maße gerodet und in Felder umgewandelt worden, un
auch die Steppe ist zum größten Teil nicht mehr natürlich, so daß ih
Vordringen kaum mehr beobachtet werden kann. Daß es aber in frühe

ren Zeiten ein mehrfaches Hin- und Herpendeln der Grenze zwischen Steppe und Wald gegeben hat, ersehen wir aus dem Vorhandensein der sogenannten degradierten Schwarzerde, das heißt eines Steppenbodens, im südlichen Teile der Laubwaldzone und von einstigen Waldböden im nördlichen Teil der Steppe, auf denen Wiederbewaldung möglich ist.

Das Vorkommen zahlreicher aus dem Süden stammender Pflanzen, namentlich in unserer Unkrautflora, aber auch in der Vegetation der Wiesen und sonst auf offenen Stellen innerhalb der Zone des Laubwaldes, ist ebenfalls eine Folge der menschlichen Einwirkung. Bei einer Erhöhung der Temperatur wird deren Zahl natürlich zunehmen, doch ist es hier schwer, den Einfluß des Klimas und den des Menschen auseinanderzuhalten.

6. *Klima und Pflanzenmasse*

a) Einleitung

Das Wärmerwerden des Klimas wirkt sich auch auf die Landwirtschaft in nördlichen Gegenden aus, wo die Kulturpflanzen – Getreide und Gemüse – an der äußersten Grenze ihrer Verbreitung stehen. Schon eine geringe Verbesserung oder Verschlechterung des Klimas ergibt einen größeren oder kleineren Ertrag an Pflanzenmasse, sei es bei den Kultur- oder den wilden Pflanzen, namentlich bei den Bäumen, deren jährliche Holzmasse an den Jahresringen abgelesen werden kann.

Hustich[23] berichtet über den Zusammenhang zwischen Klima und Ertrag an Getreidearten in Finnland. Wir ersehen aus seiner Untersuchung, daß ein hoher Korrelationskoeffizient von 53% zwischen dem Ertrag an Roggen und der Augusttemperatur besteht und ein noch höherer von 61% zwischen dem des Hafers und der Augusttemperatur. Groß ist auch die Korrelation (51%) zwischen dem Ertrag an Roggen und dem Wachstum der Kiefer. Solche Korrelationen wurden auch von andern finnischen Forschern festgestellt. Sie zeigen, daß sich der kausale Zusammenhang zwischen Ertrag und Klima bei der Änderung des allgemeinen Klimacharakters in den verschiedenen Jahren leicht verschiebt.

Doch nicht nur die Größe des Ertrages an Getreide und Gemüse wechselt in den verschiedenen Jahren, auch die Qualität ist verschieden. Dies entspricht den Beobachtungen, die wir an den Samen der Bäume gemacht haben: daß nämlich deren anatomischer Bau und damit die Qualität und Keimfähigkeit nicht in allen Jahren gleich ist. Über den Ertrag an Kartoffeln in Alatornio (66°) und den Gehalt an Stärke berichtet folgende auf die Jahre 1929 bis 1938 bezogene Zusammenstellung:

Sorte:	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938
	a) Ertrag in 1000 kg je Hektar:									
Vesijärvi:	26.7	16.1	24.4	30.0	23.5	31.1	34.7	27.7	17.9	33.0
Früher Puritaner:	26.4	17.9	16.2	26.9	16.9	31.0	27.7	25.3	17.1	30.7
Frühe rote:	28.9	20.8	23.3	34.8	26.8	37.1	36.1	32.2	20.6	33.5
Prof. Edler:	16.9	17.3	18.8	27.0	19.3	29.5	28.8	21.3	17.0	28.1
	b) Prozentualer Gehalt an Stärke:									
Vesijärvi:	11.4	18.4	9.6	13.8	12.7	13.6	14.3	14.9	20.1	14.6
Früher Puritaner:	11.4	16.0	9.3	12.7	10.8	–	13.8	14.0	18.3	16.4
Frühe rote:	11.9	16.7	11.3	14.3	12.6	13.6	13.1	14.0	18.2	14.0
Prof. Edler:	11.9	16.7	10.3	12.4	11.0	13.3	13.8	13.8	16.8	12.5
	c) Jahresgehalt an Stärke in 1000 kg je Hektar:									
Vesijärvi:	3.0	3.0	2.3	4.1	3.0	4.2	5.0	4.1	3.6	4.8
Früher Puritaner:	3.0	2.9	1.5	3.4	1.8	–	3.8	3.5	3.1	5.0
Frühe rote:	3.4	3.5	3.2	5.0	3.9	5.0	4.7	4.5	3.8	4.7
Prof. Edler:	2.8	3.1	2.2	3.9	2.7	4.4	4.4	3.7	3.3	4.5

Wir sehen eine Zunahme der Erträge je Hektar im Zeitraum von 1929 bis 1938; auch der Stärkegehalt ist in den letzten Jahren gestiegen. Dabei wechselt der Prozentsatz der Stärke verhältnismäßig unabhängig von den Gewichtsschwankungen. In den Jahren 1930 und 1937 war das Gewicht am geringsten; anderseits ist in diesen Jahren der prozentuale Gehalt an Stärke besonders hoch, eine Erscheinung, die mit der Trockenheit in diesen Jahren zusammenhängt; hauptsächlich im Juli waren damals die Niederschläge sehr gering. Die Höhe des Ertrages stimmt also nicht immer mit dem tatsächlichen Nahrungswert überein.

Über die Gerste wurde für die gleichen Jahre folgende Zusammenstellung gemacht:

Sorte:	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938
	Ertrag in 100 kg je Hektar:									
Vega:	33.6	23.6	28.8	27.2	32.0	32.8	30.4	27.2	24.8	23.[illegible]
Olli:	26.8	15.6	25.6	22.4	23.6	30.8	31.2	26.0	21.6	–
	Ertrag an Stroh in 100 kg je Hektar:									
Vega:	63.2	26.8	52.0	56.0	44.4	37.6	52.9	38.0	31.6	46.[illegible]
Olli:	56.4	24.4	32.0	48.0	36.4	36.0	48.3	36.0	34.0	–

Der Zusammenhang zwischen einer Erwärmung des Klimas und dem Ertrag ist nicht immer klar ersichtlich, da ja im Jahre 1929 höhere Erträge an Korn und Stroh erzielt wurden als im Jahre 1938. Doch müssen die Niederschläge berücksichtigt werden. Auch mag der menschliche Einfluß eine Rolle spielen, da in den letzten Jahren die Felder möglicherweise weniger gedüngt wurden. Der Ertrag an Korn und Stroh verändert sich nicht in gleichem Maße. So ist für das Jahr 1932 der Ertrag an Korn verhältnismäßig ungünstig, der Ertrag an Stroh dagegen recht hoch, während es im Jahre 1934 umgekehrt ist.

Die genaue Beurteilung der Korrelation zwischen Ertrag und Klima erfordert daher eine tiefere Kenntnis des physiologischen Einflusses des langen Lichts im Norden auf die Bildung von organischer Substanz.

b) Die Kiefer

Hustich[24] verdanken wir eine Untersuchung über den Wuchs der Kiefer in Nordfinnland in den Jahren 1890 bis 1939, wobei gleichzeitig die Schwankungen im Ertrag an Getreide und die Klimaschwankungen berücksichtigt werden. Die Getreideernte weist eine bestimmte Jahresproduktion an organischer Masse auf. Auch der radiäre Wuchs der Kiefer entspricht einer Jahresproduktion von wichtiger organischer Substanz, in diesem Falle von Zellulose; sie ist unabhängig vom Einfluß des Menschen, und ihre Intensität wird aus den Jahresringen ersichtlich.

Besteht ein Zusammenhang zwischen dem Jahreszuwachs der Kiefer und der Klimaänderung? Hustich bejaht es, indem er angibt, wie der Zuwachs der Kiefer den jährlichen Schwankungen der Temperatur folgt. Dies ist leicht aus folgender Zusammenstellung ersichtlich:

Jahr:	Zuwachs in 0.01 mm	Juni t°	Juli t°	August t°
1890	122	13.6	15.3	14.5
1891	107	10.6	16.4	12.9
1892	75	11.2	14.2	12.4
1893	68	12.7	15.5	12.5
1894	83	16.5	16.0	14.8
1895	93	14.5	15.0	13.4
1896	102	14.1	19.2	13.5
1897	101	12.6	17.0	15.0
1898	130	12.6	16.8	14.0
1899	113	12.0	18.3	11.2
1900	78	12.8	13.1	14.6

Jahr:	Zuwachs in 0.01 mm	Juni t°	Juli t°	August t°
1901	118	15.6	18.6	15.9
1902	70	10.5	13.1	12.4
1903	52	12.7	14.4	13.9
1904	62	12.2	13.8	12.8
1905	62	14.1	16.5	12.8
1906	65	13.0	17.2	11.7
1907	65	14.6	15.5	11.8
1908	76	11.6	15.6	15.0
1909	60	13.2	16.7	14.0
1910	54	13.0	15.2	12.7
1911	63	11.4	14.8	13.8
1912	87	14.0	16.2	14.8
1913	90	12.5	18.6	14.2
1914	95	13.4	18.9	12.0
1915	102	10.6	19.1	13.3
1916	113	12.7	19.6	12.0
1917	99	14.4	15.1	17.3
1918	112	12.5	17.6	11.8
1919	113	14.8	18.0	12.5
1920	120	12.9	16.5	13.7
1921	116	13.4	13.8	14.2
1922	132	14.2	15.9	13.0
1923	133	(9.6)	(16.0)	11.5
1924	142	10.5	18.3	16.3
1925	151	13.2	21.0	14.4
1926	121	12.9	16.2	15.1
1927	136	12.2	18.8	15.1
1928	100	10.1	12.9	13.0
1929	88	11.8	13.5	12.4
1930	135	12.9	17.6	15.3
1931	119	8.3	16.7	14.4
1932	105	10.2	17.4	14.4
1933	111	14.5	16.4	13.2
1934	131	12.2	17.3	15.4
1935	101	12.9	15.6	13.3
1936	88	16.8	16.4	15.4
1937	127	15.3	18.5	17.9
1938	107	12.6	18.2	15.9
1939	97	13.3	17.2	17.4

Das Klima ist, wenigstens in den drei Sommermonaten, wärmer geworden. Die Kiefer weist im allgemeinen in den letzten Jahren ein stärkeres Dickenwachstum auf als zum Beispiel vor 1900. Ein günstiger oder ein ungünstiger Sommer beeinflußt den Baumwuchs nicht nur in der selben Vegetationsperiode, sondern auch während der zwei oder drei darauffolgenden. Beim Vergleich der Klimareihen mit der Reihe für den Baumwuchs ersieht man, daß das radiale Wachstum in einem kalten Jahr nie so gering ist, wie die niedrige Temperatur es voraussetzen ließe. Dies ist die Folge des Nahrungsvorrates, der sich in den vorangegangenen Jahren aufgespeichert hat. Der Einfluß eines guten Jahres wird sich daher für die Zukunft auswirken, und der Einfluß einer Reihe von warmen Jahren wird den Wuchs und namentlich die Vermehrung im Laufe mehrerer späterer Jahre beeinflussen. Die ganze Entwicklung eines Baumes kann oft in erstaunlichem Maße durch eine auch nur kleine Temperatursteigerung gefördert werden. In den letzten Jahrzehnten sind zuweilen überaus große Ergebnisse erzielt worden. Die Beziehung zwischen Wachstum und Klima ist daher nicht immer so direkt, wie man glauben könnte. Der Korrelationskoeffizient, der auf Grund des hier angeführten Zahlenmaterials errechnet wurde, nämlich 51% zwischen dem Wachstum der Kiefer und der Julitemperatur, ist als recht hoch zu bewerten, obschon die Korrelation zwischen dem Ertrag an Getreide und der mittleren Temperatur für den August größer ist (z. B. 61% beim Hafer), was für den Ackerbau in nördlichen Gegenden charakteristisch ist. Diese geringere Korrelation zwischen dem Wuchs der Kiefer und der Temperatur ist eine Folge der großen Entfernung zwischen dem Kiefernbestande und der meteorologischen Station; sie würde vielleicht ansteigen, wenn diese Entfernung geringer wäre.

7. Die Jahresringe

Es liegt natürlich nahe, die durch das radiale Wachstum bedingten Jahresringe als Beweis für Klimaschwankungen heranzuziehen, denn die Breite der Jahresringe hängt unter anderem von den Bedingungen der Umwelt ab: sind sie günstig, das heißt, wird das Klima wärmer, muß auch der Jahresring breiter werden; wird das Klima aber kälter, muß die Breite des Jahresringes zurückgehen. Die Querschnitte alter Bäume werden auf die wechselnde Jahresringbreite hin studiert; ein Forscher hat schon 1867 die Jahresringe als wahre meteorologische Jahrbücher bezeichnet. Besonders viele Untersuchungen dieser Art wurden in den USA durchgeführt.

Außer der Jahrestemperatur muß aber noch ein zweiter klimatische Faktor beobachtet werden: die Niederschläge. Man spricht nicht um sonst von einer Dendroklimatologie[26]. In einem feuchten, niederschlags reichen Jahr werden die Ringe breiter, in einem trockenen, an Nieder schlägen ärmeren Jahr werden sie schmäler. Es ist schwer, den Einfluß dieser beiden Faktoren – Temperatur und Niederschlag – beim Studium der Jahresringe auseinanderzuhalten, so daß sich für solche Unter suchungen am besten Gebiete eignen, wo der eine Witterungsfaktor al den Holzzuwachs begrenzend in den Vordergrund tritt. In den Trocken gebieten der Erde ist dies eindeutig der Niederschlag. Im Pazifische Nordamerika folgt die Jahresringbreite der weit verbreiteten und in de Parks und Gärten Europas häufig angepflanzten Douglasia *(Pseudotsug Douglasii)* mit einem sehr hohen Korrelationskoeffizienten der winte lichen Niederschlagsmenge, dagegen haben die nach Abschluß des Hol zuwachses fallenden und meist wieder rasch verdunstenden Somme niederschläge keinen nachweisbaren Einfluß darauf. Daher konnten d Jahresringe der Douglasia zur Rekonstruktion der Niederschlagsve hältnisse für die letzten 700 Jahre im gesamten Flußgebiet des Kolorado stromes benutzt werden. Es wurde unter anderem festgestellt, daß d Wasserführung nur zweimal im Jahrhundert unter die Hälfte des lan jährigen Mittels sinkt und daß in den letzten 658 Jahren nur zweim solche Jahre aufeinanderfolgten.

Anders steht es in Skandinavien, wo die Korrelation zwischen Jahre ringbreite und Niederschlägen schwach negativ ist, das heißt, in nass Jahren ist der Zuwachs schwächer als in trockenen, weil im Norden d Wärme zum Minimumfaktor wird. Zur Temperatur des Sommers e geben sich positive Korrelationskoeffizienten. Ähnlich ist es auch b den Bäumen des Hochgebirges: die Jahresringbreite entspricht d mittleren Sommertemperatur. Anderseits zeigte Hustich in einer se sorgfältig ausgeführten Untersuchung, daß der Radialzuwachs der Kief im nördlichen Finnland in der Periode 1901 bis 1916 sehr gering wa daß er aber in den letzten Dekaden, besonders seit 1920, stark angest gen ist; nichtsdestoweniger wurde eine Verringerung des Radialzuwac ses in den Jahren 1940 bis 1944 (0.99 mm) gegenüber dem der Jah 1935 bis 1939 (1.05 mm) festgestellt.

In Mitteleuropa begegneten ähnliche Beobachtungen Schwierigkeite weil Wärme und Feuchtigkeit in ihrer Wirkung schwer zu trennen sin Sowohl eine Reihe trockener Sommer als auch strenger Winter wie d von 1928/29 und 1939/40 verursachten eine starke Verringerung d Breite der Jahresringe, so daß es nicht leicht fällt, zu bestimmen, welch klimatische Faktor hier der auslösende ist. Hinzu kommen noch weit

Faktoren, die die Breite der Jahresringe beeinflussen können. Da sind die Waldbrände, die den Baum schädigen und ein plötzliches Schwächerwerden des Wachstums, ja sogar dessen Stillstand, hervorrufen; nach einiger Zeit holt jedoch der Baum den Verlust wieder ein. Ferner kann er durch Insektenfraß seine Nadeln verlieren, er wird geschwächt, und damit werden die Jahresringe schmäler. Auch wenn die Baumwurzel in eine weniger fruchtbare Bodenschicht gerät, wird die Breite der Jahresringe herabgesetzt. Zur Auswertung der Jahresringbreite für klimatologische Zwecke kann nur ein reichhaltiges Material herangezogen werden, das von verschiedenen Baumarten stammt und sich auf eine lange Reihe von Jahren bezieht.

Ein ungeheures Material, das sich auf viele tausend Einzelproben mit rund einer Million vermessener Jahresringe stützt, verarbeitete der Amerikaner Douglas mit seiner Schule. Doch trotz der Entwicklung besonderer Geräte zur Periodenforschung führten diese Untersuchungen nicht zum erhofften Ziel; denn über die bekannte etwa elfjährige Sonnenfleckenperiode hinaus, die sich in vielen Kurven in der Breite der Jahresringe widerspiegelt, ließen sich keine klaren Perioden nachweisen. Hingegen trat eine absolute historische Einmaligkeit der Jahresringschwankungen zutage. Diese konnte als Hilfsmittel einer aufs Jahr genauen Chronologie benutzt werden. Auch für Mitteleuropa ist nach dem Beispiel der Amerikaner eine langjährige Chronologie zusammengestellt worden. Die Amerikaner besitzen die *Sequoia-gigantea*-Chronologie an Hand von Bäumen, die bis zu dreitausend Jahre alt sind, und andere Chronologien, die zum Beispiel die Datierung der meisten Indianersiedelungen im Westen ermöglichen, wo eine Kiefernart das wichtigste Bauholz darstellt.

Unlängst erschien eine Studie des amerikanischen Forschers Edmund Shulman[26], die an die Arbeiten von Douglas anknüpft. Es wird nicht nur auf die Erfolge und auf die Gefahren der Verknüpfung des Baumwuchses mit dem Klima hingewiesen, sondern auch auf die Notwendigkeit, sowohl den Charakter der Wälder als auch die vielen Faktoren zu berücksichtigen, die außer den Niederschlägen die Breite der Jahresringe beeinflussen.

8. *Die Moore*

Ein besonderes Kapitel bilden die Moore, die sich in einigen Landschaftszonen über ungeheure Gebiete erstrecken, zum Beispiel in der Unterzone der Subarktis und in der Zone des Nadelwaldes. Eine jede Landschaftszone hat ihren eigenen Moortypus. Wenn wir in der Arktis, wie auf Nowaja Semlja, kleine Sphagnummoore finden, so handelt es sich hier um

Überreste aus einer Zeit, da die Subarktis mit ihren Sphagnummoore
weit nach Norden reichte. Nun ist von einigen finnischen Forschern fest
gestellt worden, daß die Moore des nördlichen Teiles der Nadelwaldzon
die sogenannten Aapamoore, eine merkwürdige Wandlung durchma
chen. Das riesige Aapamoor, wo weite, wasserreiche, mit Seggen be
wachsene, schwach bemooste oder moosfreie Flächen mit kleineren au
Torf bestehenden und von Reisern bedeckten Höckern und Torfwälle
abwechseln, ist mit Braunmoosen, so wie Sphagnumarten, überwachse
Auf den Braunmooren erscheinen Braunmoose; in die mit Zwerg
sträuchern bestandenen Reisermoore, wo die torfbildende Masse de
Moose häufig von Flechten zurückgedrängt wird, dringt wieder ei
Torfmoos, das *Sphagnum fuscum*, ein. Mit andern Worten: die Moore de
nördlichen Teils der Nadelwaldzone nehmen den Charakter von Moore
der südlichen Teile dieser Zone an, und die Aapamoore rücken zusam
men mit dem Walde weiter nach Norden vor, wo sie früher nicht vo
kamen[27].

An Stelle der mit Widerton- und anderen Moosen bewachsene
Tundramoore entstehen die Sphagnummoore, das heißt Moore, die de
Aapamooren der Nadelwaldzone nahestehen. Überaus charakteristisc
sind die längs der polaren Waldgrenze vorkommenden Torfhügel, di
zwei bis drei Meter hoch werden, einen Eiskern aufweisen und dere
Oberfläche tot und mit Flechten und Schellbeeren (*Rubus chamaemoru*
bewachsen ist. Die bisher toten, an der Oberfläche abgestorbene
Sphagnummoose erwachen wieder zu neuem Leben. Die Torfhüg
müssen allmählich andern, an ein weniger kaltes Klima gebundene
Moorformen Platz machen, was jedenfalls die Bildung eines Eiskern
verhindert. Denn der Beginn der jetzt bestehenden Torfwälle und -hüg
wird auf die Zeit der allgemeinen Verschlechterung des Klimas zurück
geführt, da die Gefrierungserscheinungen stark genug zur Bildung ein
Eiskernes waren, um den sich der Torfkern wölbte[28].

Aber nicht nur auf den Mooren des nördlichen Teiles der Nadelwal
zone macht sich die Klimaverbesserung bemerkbar, wir können sie auc
im südlicheren Teil dieser Zone beobachten. So wird angegeben, daß a
der Küste des Bottnischen Meerbusens der Ostsee, südlich der finnische
Stadt Wasa, eine Invasion der Sphagnummoose stattfindet – ein Zeugn
für das Austrocknen der wässerigen Weißmoore. Die gegenwärti
Entwicklung führt zur Abtrocknung, während bis vor kurzem ein Klim
typ, der vom heutigen abweicht, die Richtung der Entwicklung de
Moore bestimmte.

Doch wie stand es in früheren Zeiten? Wenn einmal während ein
kälteren Klimas die Nadel- und die Laubwaldzone weiter nach Süd

ichte, müssen auch die ihnen zugehörigen Moortypen weiter im Süden orgekommen sein. In der Tat sehen wir jetzt noch im nördlichen Teil er Steppenzone kleine Moore mit Sphagna und anderen Torfmoorflanzen, die wir als Reste aus einer Zeit deuten können, wo die Waldone weiter nach Süden reichte, als es jetzt der Fall ist, und große Teile er Steppe mit Wald bedeckt waren[29].

9. *Die Verlandungserscheinungen*

Wenn sich ein See oder ein Teich allmählich mit einer Vegetationsdecke berzieht, so sprechen wir von Verlandung. Einem jeden sind die chilf- und Binsenbestände an den Ufern bekannt, die in das Wasserecken eindringen und es schließlich ausfüllen, falls es seicht genug ist. uch die zahlreichen im Wasser schwimmenden und im Boden des Wasserbeckens wurzelnden Pflanzen leiten eine Verlandung ein; denn ie organische Masse, die sich alljährlich auf dem Boden ablagert, trägt ur Ausfüllung des Beckens bei und schafft Bedingungen für das Aufeten der Binsen und des Schilfes. Oft sind es auch Moose, die das Wasserbecken vom Ufer aus mit einer Pflanzendecke überziehen. Im uge der Klimaänderung wandeln sich diese Verlandungserscheinungen. o wird von einem finnischen Forscher gezeigt, daß ein torfgründiger Weiher mit steiler Böschung, der früher des Abfrierens der Moose wegen icht verwuchs, jetzt mit einer zusammenhängenden Sphagnumschicht edeckt ist. Wasserseggen, Fieberklee *(Menyanthes trifoliata)* und reichch unter dem Wasser wachsende Moose in der Verlandungszone weisen uf eine Zunahme der Verlandungserscheinungen hin, die in früheren eiten infolge der stärkeren Kälte und des Abfrierens der Pflanzen im Winter nicht zur Geltung kommen konnten.

V. DIE TIERWELT

1. Übersicht

Ein weiteres Landschaftselement ist die Tierwelt, denn eine jede Zo
hat ihre eigene Fauna. Allerdings ist das Fluktuieren, das Hinüb
wandern aus einer Zone in eine andere, für das Tier leichter als für
Pflanze. Es gibt jedoch Tiere, die vorzugsweise in der Wüste, in
Steppe, in der Laub- und Nadelwaldzone oder schließlich in der Tun
leben. Ein jedes Vorrücken der Landschaftszonen nach Norden o
nach Süden bedingt auch eine Wanderung der an sie gebundenen Ti
welt in der einen oder andern Richtung hin. Bei einem Wärmerwerd
des Klimas muß die Tierwelt der Nadelwaldzone in die bisherige Tund
zone hineinrücken und die der Steppe in die Zone des Laubwald
Zwar dürfen wir den menschlichen Einfluß auf die Tierwelt nicht auß
acht lassen; er ist vielleicht noch größer als derjenige auf die Pflanze
decke. Durch das Vernichten der Wälder schwinden die Tiere des Wald
oder werden jedenfalls erheblich zurückgedrängt; dafür treten aber
größeren Mengen Arten der Steppe auf. Das starke Vorkommen d
Feldhasen in Mitteleuropa ist zum Beispiel auf die Kultur zurückzufü
ren. Ursprünglich ein Tier der Steppe, breitet er sich bei der Anlage v
Wiesen und Getreidefeldern aus und verdrängt den an den Wald g
bundenen nordischen Schneehasen. Das Verschwinden von Bär u
Wolf, von Wisent und so vielen andern Tieren des Waldes ist nicht k
matisch bedingt, nicht durch eine Verschiebung der Landschaftszon
hervorgerufen, sondern nur eine Folge ihrer Vernichtung durch d
Menschen. Wir können viele solcher Beispiele anführen. Wenn aber i
Weltmeer Fische des Südens im Norden auftauchen, wenn Vögel d
Südens weiter im Norden brüten, ist dies sicher mit einer Klimav
änderung zu erklären. Einige dieser Fälle sollen hier besprochen werd

2. Die Vögel

a) Ausbreitung

Daß in den letzten hundert Jahren auffallende Veränderungen in d
Vogelwelt Nord- und Nordwesteuropas sowie des nördlichen Mitt
europa eingetreten sind, wurde von verschiedenen Gelehrten festgestel
Der finnische Forscher Kalela[1] untersuchte die Verbreitung einer Rei
von Wasservögeln in Nord- und Nordwesteuropa und im nördlich
Mitteleuropa, deren bezeichnendstes Merkmal ihre rasche Expansi

arstellt. Es handelt sich hier, wie er sagt, um «anspruchsvolle» Wasser-
ögel, die für eutrophe Seen typisch sind. Unter diesen versteht man die
iit zahlreichen Wasserpflanzen – zum Beispiel Seerosen, Laichkräutern,
chilf usw. – reich bestandenen Seen, wie sie in den kalkreichen und
ährstoffreichen Gegenden bei uns so häufig vorkommen. Er verknüpft
amit folgende Fragen: 1. Worauf beruht die rasche Ausbreitung der
nspruchsvollen Wasservögel während der letzten Jahre? 2. Wie ver-
ält sich diese Expansion zu der allgemeinen Ausbreitungsgeschichte der
etreffenden Arten? 3. Vertreten die vorgedrungenen anspruchsvollen
Vasservögel ein bestimmtes Faunenelement oder mehrere Elemente?
4. Welches sind die Ausbreitungselemente?

Am eindrucksvollsten verbreiten sich in Nordeuropa einige Seetau-
her wie *Colymbus cristatus*, *Colymbus nigricollis*, die Löffelente (*Spa-
ula clypeata*), die Tafelente (*Nyroca ferina*), die Lachmöve (*Larus
idibundus*), das Teichhuhn oder Rotbleßchen (*Gallinula chloropus*), das
Bleßhuhn oder die Bölle (*Fulica atra*) und ein Rohrsänger (*Acrocepha-
us scirpaceus*). Der Höckerschwan (*Cygnus olor*) vergrößert nicht gerade
ein Areal, sondern kommt in dem schon vorhandenen dichter vor.
Bei andern zum Teil weniger bekannten Vögeln wie *Poliocephalus
uficollis*, der Kolbenente (*Netta rufina*), der Knäkente (*Anas querque-
dula*), der Schnatterente (*Chaulelasmus streperus*), der Wasserralle
(*Rallus aquaticus*), der Zwergmöve (*Larus minutus*) und dem Drossel-
ohrsänger (*Acrocephalus arundinaceus*) macht sich die Ausbreitung
nicht so stark bemerkbar, entweder weil es sich wie bei der Knäkente,
der Schnatterente und der Wasserralle um weniger auffallende Arten
handelt oder weil die Periode der Verbreitung – zum Beispiel bei der
Kolbenente und dem Drosselrohrsänger – von kurzer Dauer ist.

Faßt man den ganzen in den letzten Dezennien in Europa nordwärts
vorgedrungenen Artbestand der Wasser- und andern Vögel ins Auge,
so kann man eine allgemein südlich-nördliche Hauptrichtung und bei
den sogenannten anspruchsvollen Wasservögeln außerdem eine von
Osten nach Westen gerichtete Ausbreitung wahrnehmen.

Die bisher zusammengestellten Beobachtungen zeigen aber dazu
eine in den siebziger, vor allem aber in den achtziger und neunziger
Jahren des vorigen Jahrhunderts in Nordeuropa einsetzende Anreiche-
rung und Ausbreitung mehrerer Wasservögel, zum Beispiel des *Colymbus
cristatus*, des Singschwanes, der Wasserralle, des Teichhuhnes (*Gallinula
chloropus*) und der Lachmöve (*Larus ridibundus*). Die wirklich starke
Ausbreitung der Tafelente (*Nyroca ferina*) in Schweden begann eben-
falls erst in den Jahren um 1880, und eine rasche Expansion von *Fulica
atra* in Finnland um 1890. Soweit genaue Angaben über die entsprechen-

den Verhältnisse auf den Britischen Inseln vorliegen, läßt sich entsch
den eine wenigstens in großen Zügen gleichzeitig einsetzende wichti
Expansionsperiode auch in Nordwesteuropa feststellen, etwa bei d
Löffelente *(Spatula clypeata)*, der Tafelente *(Nyroca ferina)*, der Schna
terente *(Chaulelasmus streperus)* und den Seetauchern *(Colymbus crist
tus, Colymbus nigricollis)*. Eine Sonderstellung nimmt allerdings d
Lachmöve *(Larus ridibundus)* ein; denn im Verlauf des vorigen Jah
hunderts ging diese Art auf den Britischen Inseln merklich zurück, u
dann wieder mit den aus Nordeuropa bekannten Verhältnissen zu ha
monieren. Bei den meisten oben erwähnten Vögeln setzte sich die Au
breitung, wenigstens in Nordeuropa, bis Ende der dreißiger Jahre dies
Jahrhunderts fort, doch kann in den dreißiger Jahren keine Anreicheru
des vordringenden Artenbestandes beobachtet werden, als die Expansio
des Drosselrohrsängers *(Acrocephalus arundinaceus)* und der Kolbe
ente *(Netta rufina)* einsetzte und *Acrocephalus scirpaceus* seine Ausbre
tung ebenfalls auffallend beschleunigte. Gleichzeitig zeigt sich die Au
breitung einer Reihe von Kleinvögeln in Mitteleuropa. Dazu gehöre
Arten wie der Karmingimpel *(Carpodacus erythrinus)*, der Feldschwir
der Sumpfrohrsänger *(Acrocephalus palustris)* und *Acrocephalus dum
torum*, der Fitislaubsänger *(Phylloscopus trochiloides)*, die Sperbergra
mücke *(Sylvia nisoria)* und der Sprosser *(Luscinia luscinia)*.

Welches sind nun die Ursachen dieser Ausbreitung? Man könnt
einen Einfluß der Kultur annehmen; Kalela verneint indessen diese
Faktor. Als ausschlaggebend betrachtet er die gegenwärtige Klima
änderung, da die ansteigenden Temperaturen eine Verschiebung de
Brut bedingen. Die im Jahre 1870 und vor allem um 1880 und 189
einsetzende Expansion der Wasservögel erfolgte fast unmitelbar auf di
Klimadepression in den Jahren um 1860. Seitdem zeigt die Temperatu
der Winter- und Frühjahrsmonate einen auffallenden Anstieg, der sic
bis Ende der dreißiger Jahre fortsetzt und mit der Ausbreitung zahlre
cher Vögel parallel geht. Die große Mehrzahl derjenigen Wasservöge
deren Expansion auf das Ende des vorigen Jahrhunderts zurückzuführe
ist, bezieht ihre Brutheimat ungefähr zur Zeit des Eisganges, so de
Höckerschwan *(Cygnus olor)*, der Seetaucher *(Colymbus cristatus)*
Poliocephalus ruficollis, die Knäkente *(Anas querquedula)*, die Schnatte
ente *(Caulelasmus streperus)*, die Löffelente *(Spatula clypeata)*, di
Kolbenente *(Netta rufina* und *Nyroca ferina)*, die Lachmöve *(Laru
ridibundus)*, die Wasserralle *(Rallus aquaticus)*, das Teichhuhn *(Gallinul
chloropus)* und das Bleßhuhn *(Fulica atra)*. Alle diese Arten mit Aus
nahme der Löffelente weisen eine wechselnde Tendenz zur Überwinte
rung im nördlichen Europa und sogar in Nordeuropa auf. Infolgedesse

muß die Klimaänderung, wie sie jetzt zu beobachten ist, einen großen Einfluß auf die Überwinterungsmöglichkeit und die Bedingungen während des Frühlingszuges ausüben. Wenn auch das Brüten meistens recht spät beginnt, so fällt es doch bei den meisten dieser Zugvögel in die etwas wärmeren Frühjahrsmonate. Die Schwankungen in der Verbreitung und der Menge der Vögel lassen sich auf besonders strenge Winter zurückführen, wie sie in den Jahren 1928/29, 1939/40, 1940/41 und 1941/42 eintraten. Als 1940 infolge des starken Bodenfrostes die Phragmites- (Schilf) Bestände in Südwestfinnland stellenweise fast verschwanden, ging auch der Brutbestand von *Colymbus cristatus* und insbesondere des Bleßhuhns *(Fulica atra)* erheblich zurück. Doch neben den wärmeren Temperaturen im Gefolge der Klimaänderung ist auch die Austrocknung, die in vielen Teilen des Kontinentes, namentlich im Südosten, auftritt, für die Verbreitung der Wasservögel von Bedeutung. Allerdings spielt hier auch die künstliche Entwässerung eine große Rolle. Jahrelang andauernde Trockenheit kann ganze Wasservögelansiedelungen aus einer Gegend in eine andere, günstigere, vertreiben.

Von den 25 Vogelarten, deren nördliche Grenze in Südwestfinnland verläuft, haben 44% mengenmäßig zugenommen und sich ausgebreitet, 24% jedoch sind etwas seltener geworden. So kam der Kiebitz *(Vanellus vanellus)* 1899 nur im Südwesten Finnlands und am äußersten südöstlichen Küstensaume vor, 1941 dagegen fand er sich schon in Mittelfinnland und erreichte im Westen des Landes den Tornio-Fluß bei der gleichnamigen Stadt. Die Amsel *(Turdus merula)* kam 1909 nur im äußersten Südwesten Finnlands auf den Ålandinseln und bei Åbo vor, jetzt findet man sie schon im ganzen südwestlichen Finnland auf der Linie Fredrikshamn bis gegen Wasa am Bottnischen Meerbusen hin.

In Deutschland haben von 32 südlichen Arten 19% oder 6 Arten zugenommen und ihre Verbreitung ausgeweitet, während 4 Arten oder 44% zurückgegangen sind, das heißt, ihre Nordgrenze ist nach Süden gerückt. Die größte Veränderung weist der Kanarienvogel *(Serinus canaria)* auf, der zu Beginn des vorigen Jahrhunderts in Deutschland überhaupt nicht brütete, jetzt aber zu einem fast im ganzen Lande vorkommenden Brutvogel geworden ist. Die Haubenlerche *(Galerida cristata)*, der Hausrotschwanz *(Phoenicurus ochruros)* und die graue Stelze *(Motacilla cinerea)* haben ihr Gebiet ebenfalls sehr ausgebreitet. Die Nordgrenze der 32 Arten verläuft in Deutschland selber oder fällt so ziemlich mit dessen Nordgrenze zusammen. Zu den nach Süden vorgestoßenen Vögeln gehört die Mandelkrähe *(Coracias garrulus)*, die im südlichen Schweden auffällig zurückgeht, was zwar vielleicht auf das

Schwinden der für das Nisten notwendigen hohlen Bäume zurückz
führen ist.

Noch an andern Stellen im Norden sind Vögel zu beobachten, die h
früher fehlten oder nur selten auftraten. So wird berichtet, daß a
Island jetzt die Silbermöve *(Larus argentatus)*, die Heringsmöve *(La*
fuscus) und die Lachmöve *(Larus ridibundus)* in großer Menge auf
taucht sind. Wir wollen noch hinzufügen, daß von den Säugetieren d
Iltis *(Putorius putorius)*, der 1879 nur im Südosten des damaligen Fin
lands, bei Wiipuri (Wiborg), vorkam, um 1939 sein Verbreitungsgeb
in ganz Südfinnland und Mittelfinnland bis in die Gegend von Kuop
ausgedehnt hat.

b) Der menschliche Einfluß

Untersuchungen ergaben, daß von 149 Brutvögeln im Gebiet d
Kokemäenjoki in Finnland wenigstens 43, das heißt 29%, durch d
Veränderungen in der Landschaft, die vom Menschen verursacht wu
den, gewonnen haben. 14 Arten oder 9% sind von den Kulturfläch
abhängig und konnten sich erst nach der Besiedelung der Gege
durch den Menschen einfinden. Bei wenigstens 27 Arten oder 18% h
der Mensch die Vögel zurückgedrängt, und drei Arten wurden in d
letzten Zeit vernichtet. Vermehrte Bodenbearbeitung, Dränierung, E
wässerung von Sümpfen, insbesondere in Mitteleuropa, Zunahme d
Fläche der Nadelwälder infolge Anpflanzens von Nadelhölzern, Ve
größerung des mit Unkräutern bewachsenen Areals, neue Jagdwaff
oder Naturschutz beeinflussen wechselweise manche Vögel. Der Sti
litz *(Carduelis carduelis)* und die Haubenlerche gehören zu den Vögel
die besonders stark von der durch den Menschen geschaffenen Kultu
landschaft abhängen, und das Sommergoldhähnchen *(Regulus ignic*
pillus) ist in weitem Maße an die durch Menschen geschaffenen Nad
wälder gebunden. Hingegen bedingt die Intensivierung der Landwi
schaftsmethoden das Verschwinden der Wachtel *(Coturnix coturni*
und des Wiesenknarrers *(Crex crex)* in Nordeuropa. Wir dürfen dah
nicht jede Verschiebung in der Ausbreitung eines Vogels auf eine Klim
änderung zurückführen.

c) Vögel und Klimaänderung

Wir wollen das Kapitel über die Vögel nicht ohne ein zusammenfasse
des Urteil über das Verhältnis zwischen der Verbreitung und der gege
wärtigen Klimaänderung abschließen. In Nord- und in Mitteleurop
das heißt in der Gegend der Westwinde, ist das Klima sowohl hinsich
lich der Temperatur als auch der Feuchtigkeit maritimer geworde

In Süd- und Südosteuropa ist die stärker werdende Trockenheit bemerkenswert. Fünf von den sechs in Südfinnland und zehn von den vierzehn in Deutschland zurückgehenden Vogelarten sind typische «Sommervögel», die alle in tropischen und subtropischen Ländern, insbesondere in Afrika, überwintern, also außerhalb der Gegenden, deren Winter erst unlängst wärmer geworden ist. Die gegenwärtige Klimaverbesserung beeinflußt daher vor allem die Verbreitung derjenigen Vögel, die in Mitteleuropa, auf den Britischen Inseln oder sogar in Nordeuropa überwintern. In kalten Wintern erhöht sich die Sterblichkeit, bei wärmer werdenden Wintern sinkt sie. Auch auf die Wanderung im Frühling hat die erhöhte Temperatur einen großen Einfluß: sie stimuliert nicht nur die Wanderung selbst, sondern bedingt auch deren Länge polwärts. Dies scheint namentlich bei einigen Arten wie *Phoenicurus ochruros*, *Motacilla cinerea* und dem Kanarienvogel *(Serinus canaria)* der Fall zu sein. In Nordeuropa wird die verlängerte Wanderungsperiode beim Kiebitz *(Vanellus vanellus)* und der Saatkrähe *(Corvus frugilegus)* beobachtet. Was die Feuchtigkeit betrifft, so ist ihr Einfluß besonders bei dem Vorrücken der Wasservögel bemerkenswert, das durch die Austrocknung ihrer früheren Gebiete im südöstlichen Europa hervorgerufen wird.

Die bis vor kurzem zurückgewichenen Vögel gehören hauptsächlich zu den typischen Wandervögeln, die den Winter in den Tropen oder Subtropen verbringen und deren Brutzeit in den Spätfrühling oder in die Sommermonate fallen würde. Ihre Verminderung ist auf das Sinken der sommerlichen Temperatur und die größeren Niederschläge zurückzuführen sowie auf die geringe Sonnenstrahlung, die den Erfolg des Nistens beeinträchtigt. Seit 1922, namentlich jedoch seit 1930, läßt sich nun ein Ansteigen der Zahl der typischen Sommervögel beobachten, was mit der von da an besonders starken Klimaerwärmung zusammenhängt. Der Sprosser *(Luscinia luscinia)*, der Feldschwirl *(Locustella naevia)*, *Acrocephalus arundinaceus*, *Acrocephalus scirpaceus*, *Acrocephalus palustris*, *Acrocephalus dumetorum*, die Sperbergrasmücke *(Sylvia nisoria)*, der Fitislaubsänger *(Phylloscopus trochiloides)*, der Zwergfliegensänger *(Siphia parva)* und *Erythrina erythrina* sind spät ankommende und spät nistende Vögel. Es sind Vertreter einer biologischen Gruppe, die im allgemeinen seit dem vorigen Jahrhundert zurückging, doch im Zusammenhang mit der jetzt stärker hervortretenden Klimaverbesserung und den geringeren Niederschlägen vorrückt. So haben zum Beispiel *Lanius minor*, der kleine Grauwürger, und *Lanius senator*, der Rotkopfwürger, in Deutschland zugenommen. Auch bei *Monticola saxatilis*, dem Steinrötel, scheint eine Tendenz zur Vergrößerung des

Areals zu bestehen – wenigstens ist dies im südlichen Teil der USSR u
der Schweiz der Fall. Der Wiedehopf *(Upupa epops)* hat jetzt sei
Nordgrenze zwischen Deutschland und Finnland, wo er früher nic
beoabachtet wurde. In Nordeuropa ist der Gartensänger *(Hippol*
icterina) wieder häufiger geworden, und dasselbe scheint auch mit d
Wachtel *(Coturnix coturnix)* in Schweden und Dänemark der Fall z
sein. Gerade diese neueste, seit 1920 einsetzende Klimaphase schei
einen Wendepunkt im Verhalten vieler Vögel zu bilden, darunter au
der Wasservögel, von denen einige, wie *Anas strepera,* die Knäkent
und *Netta rufina,* die Kolbenente, in einigen Gegenden Mitteleurop
eine starke Expansion aufweisen.

3. *Die Tierwelt des Ozeans*

a) Der Kabeljau

Überaus interessant ist die Ausbreitung des Kabeljaus in den nordisch
Gewässern. Im vorigen Jahrhundert und zu Beginn des jetzigen ka
dieser an den Küsten Norwegens, auf der Doggerbank in der Nords
und bei Island weit verbreitete Fisch in Grönland nur in geringer Men
an vereinzelten Stellen der westlichen Küste vor. Zwar war er hier u
1820 ebenfalls sehr verbreitet gewesen und bis zur Diskobucht am 6
aufgetreten. Dann verschwand diese Art, um gegen 1845 wieder zu e
scheinen. Diesmal kam der Dorsch auch im Süden am 61° massenh
vor und zog, wie es schon früher der Fall gewesen war, nordwärts bis z
Diskobucht. Die darauf von seiten verschiedener Nationen einsetzen
Fischerei in den Gewässern Westgrönlands fand bald ein Ende. Ihr gü
stigstes Jahr war 1848; 1850 mußte sie aufgegeben werden. Zu Begi
dieses Jahrhunderts bemühte sich die dänische Regierung im Interes
der eingeborenen Eskimo, den Fischfang auf Kabeljau und Dorsch a
der Westküste Grönlands zu fördern, doch konnten 1906 auf ein
Untersuchungsfahrt kaum 2000 Fische gefangen werden. Seit 1917 b
gann nun aber der Kabeljau sein Verbreitungsgebiet weit nach Nord
hin auszudehnen. 1931 erreichte er den am 70° gelegenen Bezirk vo
Umanak. Schließlich wurden einige Exemplare sogar bei Upernivik a
72° beobachtet. Damit begann auch der Fischfang in diesen Gegend
von neuem; es wurden zahlreiche Stationen zur Zubereitung der Fän
gegründet. Den Beweis für den steigenden Fischreichtum liefern folgen
Zahlen: 1911 bis 1916 stieg der Ertrag von 18 auf 25 Tonnen; 1917 b
1925 von 250 auf 1000 Tonnen; 1926 bis 1929 von 2000 auf 5600 To
nen; 1930 waren es schon 8160 Tonnen. In den letzten Jahren – w

benützen einen 1939 von Jensen verfaßten Bericht[2] – schwankten die Erträge zwischen 6125 und 8000 Tonnen. Man muß sich indessen hüten, solche Rückgänge in den Erträgen der Fischerei jedesmal auf eine Klimaänderung zurückzuführen. In den Jahren 1935 bis 1937 verhinderten zum Beispiel Grippeepidemien die Bevölkerung der Kabeljaudistrikte am Fischfang, und hier ist dieser Umstand als Ursache des Rückgangs zu betrachten. Im Fjord von Godthaab wurden 1908 nur drei Kabeljaus gefangen, 1930 waren es nicht weniger als 750 Tonnen. Im Lichtenau-Fjord im südlichen Teil des Gebietes von Julianehaab wurde 1908 kein einziger Kabeljau gefangen, 1932 betrug das Ergebnis 548 Tonnen.

Diese Angaben beziehen sich auf die westgrönländische Küste. Wie steht es aber mit der weit kälteren Küste Ostgrönlands? Vor 1912 war hier der Kabeljau gänzlich unbekannt. Später erschienen einige wenige Exemplare bei Angmassalik, doch 1916 wurde der Fisch nicht mehr gefunden. Erst 1920 begann er in kleinen Schwärmen zu erscheinen. 1923 war er schon recht verbreitet, und 1930 kam er überall in jener Gegend vor, sogar im Inneren von Fjorden, an die die Gletscher nicht zu nahe heranreichen.

Der Kabeljau ist nun zu einem wichtigen Nahrungsmittel der Einwohner geworden, und seit dem Rückgang der Robben ist an Stelle des für Beleuchtungs- und Heizungszwecke auf Grönland unentbehrlichen Robbentrans das Öl getreten, das aus der Leber des Kabeljaus gewonnen wird. Die Frage ist nur, woher diese Massen von Kabeljaus kommen, die doch früher in den grönländischen Gewässern fehlten. Untersuchungen zeigten, daß sie aus den Gewässern bei Island stammen. Denn auch auf Island ist diese Änderung im Bestand der Tierwelt zu beobachten. So erschienen seit 1924 zahlreiche Kabeljaus mit Rogen, ein Beweis dafür, daß der Fisch an diesen Küsten laichte. In den Jahren 1924 bis 1938 wurde festgestellt, daß der Fisch an allen Küsten Islands laichte, während dies früher nicht der Fall gewesen war. Auch bei Jan Mayen ist jetzt der Fang des Kabeljaus lohnend geworden. Doch sein Gebiet erstreckt sich noch weiter: er wurde in den letzten Jahren vor dem zweiten Weltkrieg an den Küsten von Nowaja Semlja in ungeheuren Mengen gefunden[3], wo er früher kaum oder gar nicht vorkam; ja sogar in der fernen kalten Kara-See tritt er nun auf.

b) Andere Fische

Ein anderer zu den Dorschen gehörender Fisch ist der Köhler *(Gadus virens)*, auch Seelachs, Blaufisch oder Kohlmaul genannt, der an den Küsten Europas vom Golf von Biskaya bis zur Murmanküste hinauf

beobachtet wurde und eigentlich mehr den nördlichen Meeren angehört. Er wurde vor 1924 bei Grönland nicht festgestellt, doch nachher erschien er an verschiedenen Stellen der grönländischen Westküste. Der Schellfisch *(Gadus aeglefinus)*, der Haddock der Engländer, wurde erstmalig im Jahre 1929 im südlichen Teil des Gebietes von Julianehaab bemerkt, später stieß man auch an andern Stellen der Westküste auf ihn.

1936 fand man an der Küste Grönlands erstmalig den Torsk oder die Brosme *(Brosmius brosme)*, einen den Quappen nah verwandten Fisch. Sonst kommt er bei Island, an den norwegischen Küsten und in den nordamerikanischen Gewässern vor. Möglicherweise sind es aber in diesem Falle zufällige Funde. Auch der Leng *(Molva vulgaris)* tauchte hier erst 1928 auf, und der Heilbutt oder die Riesenscholle *(Hippoglossus vulgaris)*, ein bis zu anderthalb bis zwei Meter langer, zu den Schollen gehörender Fisch, der in den seichten Gewässern bei der Davis-Straße vorkam, wurde unlängst weit im Norden bei Upernivik am 73½° gefangen.

Ein früher im Süden Grönlands seltener Fisch war der Hering *(Clupea harengus)*. Er kommt jetzt in größeren Mengen bis zum 72½° vor. Auch scheint er nun in den grönländischen Gewässern zu laichen. Der Lachs war in früheren Zeiten nur in kleineren Mengen an zwei Stellen im Süden bekannt. Dann begann gegen Ende der zwanziger Jahre seine Wanderung nach Norden, und 1938 wurde er schon im Tasermiut-Fjord auf dem 60° beobachtet.

Auch der in den Flüssen Europas vorkommende Döbel oder Dickkopf *(Squalis)* war früher auf Grönland eine große Seltenheit, bis er in den dreißiger Jahren öfters gefunden und gefangen wurde, und zwar bis zur Diskobucht und zum Umanak-Fjord. Der Span- oder Riemenfisch *(Trachypterus arcticus)* strandete im Jahre 1890 auf Grönland. Nachher verschwand er und wurde erst wieder zwischen 1923 und 1934 siebenmal beobachtet. Der Bergilt *(Sebastes norvegicus)* und der Ulkfisch *(Sebastes marinus)* fehlten in den Jahren 1908 und 1909 in den grönländischen Gewässern, 1925 jedoch wurde junge Fischbrut an nicht weniger als siebzehn Stellen in der Davis-Straße gefunden, was darauf hinweist, daß die Fische jetzt in dieser Meeresstraße zu laichen angefangen haben. Der Kapelan *(Mallotus villosus)* bewohnt das Eismeer in ungeheurer Menge und ist für die Fischerei von außerordentlicher Wichtigkeit, da er als Köder beim Fang des Kabeljaus dient. Auch auf Grönland kommt er vor; in den letzten Jahren ist er jedoch bis weit in den Norden hinauf gefangen worden, wo er auch zu laichen scheint. Im Scoresby-Fjord an der Ostküste wurde er 1891 bis 1892 von der Ost-Grönland-Expedition nicht gefunden; jetzt kommt er aber nördlich dieses Fjordes

vor. Dasselbe läßt sich vom Fjord-Kabeljau *(Gadus ogac)* sagen, dessen Verbreitungsgebiet sich an der Westküste Grönlands weit nach Norden hin erstreckt.

Was die Veränderungen im Bestand der Fische auf Island betrifft, so laicht der Hering *(Clupea harengus)* seit 1926 bis 1929 an der Nordküste, was früher nicht der Fall war. Bei Jan Mayen ist sein Fang lohnend geworden. Der Kapelan *(Mallotus villosus)* scheint in den Jahren 1928 bis 1935 an der Südwestküste im Gegensatz zu früher nur in geringer Menge erschienen zu sein, dafür aber in größeren Mengen im Norden. Außerdem treten jetzt die Rotzunge *(Pleuronectes cynoglossus)*, eine Schollenart, und der Steinbutt oder Turbot *(Rhombus maximus)*, die einst nur an der Süd- und der Westküste vorkamen, im Norden auf. Dies ist auch bei andern Fischen der Fall, etwa dem Riesenhai *(Selache maxima)*, dem Thunfisch *(Orcynus thynnus)*, der Makrele *(Scomber scombrus)*, dem Sonnenfisch *(Orthagoriscus mola)* und dem *Paralepis Kreyeri*. Der *Notidanus griseus*, ein Hai, der sechsbogige Kammzähner, der Schwertfisch *(Xiphias gladius)* und der Stöcker, eine Makrelenart *(Caranx trachurus)*, sind Fische, die bis vor kurzem in den Gewässern Islands fehlten, jetzt aber dort aufgetaucht sind.

Weiter im Osten, an der Murmanküste, erscheint eine Scholle *(Zeugoptreus norvegicus)*, während einige arktische Fische, die hier einst häufig vorkamen, seit 1926 nur in wenigen Exemplaren gefangen werden. Die arktische Zone hat sich offensichtlich weiter nach Norden hin verschoben. Im Weißen Meer verbreiten sich der bisher unbekannte Schellfisch *(Gadus aeglefinus)* und der Köhler *(Gadus virens)*, und 1948 wurden zwei Exemplare der Belone *(Belone belone)*, des Hornhechtes, gefangen, eines sonst an den westlichen Meeresküsten Europas lebenden Fisches, der bisher an der Murmanküste nur im Waranger-Fjord, jedoch nicht weiter östlich vorgekommen war. Das Verbreitungsgebiet dieses Fisches der borealen Gewässer hat sich ausgedehnt. Sogar derart wärmeliebende Tiere wie die Makrele *(Scomber scombrus)* und ein Hering *(Clupea harengus harengus)* sind im Weißen Meere in großen Mengen aufgetaucht, und im Jahre 1944 erschien in der Bucht von Onega ein zu den Polychaeten gehörender Wurm, die *Nereis virens*. Auch an den Küsten von Nowaja Semlja erscheinen diese hier früher unbekannten Fische. An der Grenze von Europa und Asien werden im Kara-Flusse, der sich in die gleichnamige See ergießt, Hering und Lachs gefangen, Fische, die früher nicht so weit im Osten vorkamen.

Schließlich wurden auch im Fernen Osten Veränderungen in der Tierwelt des Meeres festgestellt, die eine große Bedeutung für die menschliche Wirtschaft haben. So wurde die pazifische Sardine *(Sardinops*

melanosticta), die an den Küsten Japans massenhaft gefangen wird, 191[illegible] erstmalig an der Ostküste Sibiriens, und zwar in der Bucht Peters de[illegible] Großen, wahrgenommen. Bereits 1931 wurden hier 100000 Stück davo[illegible] gefangen, und im selben Jahr war diese Sardine bis an die Ostküst[illegible] Kamtschatkas vorgedrungen.

c) Andere Tiere

Doch nicht nur Fische, sondern auch andere Tiere in den Gewässer[illegible] des Nordens weisen eine weitere Verbreitung auf. So ist der bei de[illegible] Faeröern wohlbekannte Grindwal *(Globiceps melas)* seit 1926 bei Grön[illegible] land stärker aufgetreten als in früheren Jahren. Einst bemerkte man ih[illegible] nur einige wenige Male an der Südwestküste, jetzt aber werden öfte[illegible] Herden dieses geselligen Tieres bis weit in den Norden hinauf beobachte[illegible]

Der Seeigel *(Echinus esculentus)*, die Seemaus *(Aphrodite aculegta[illegible]* und eine Krabbe *(Lithodes maja)* sind jetzt an der Nordküste Islan[illegible] verbreitet. Ein großer, zu den Polychaeten gehörender Borstenwur[illegible] *(Nereis virens)*, der früher bei Island unbekannt war, ist 1934 erstmali[illegible] bei Reykjavik und am Dyra-Fjord gefunden worden.

Auch weiter im Osten sind auffallende Veränderungen in der Tierwe[illegible] festzustellen. Die Beobachtungen beziehen sich vor allem auf die relati[illegible] gut erforschte Murmanküste und die Umgebung des Kola-Fjorde[illegible] an dessen Mündung eine Biologische Station bestand[4]. Eine Kolonie[illegible] bildende Radiolarie, das *Collozoum*, wurde 1921 mehrfach im Plankto[illegible] des Kola-Fjordes gefunden, obwohl sie früher östlich von Finmarke[illegible] nicht vorgekommen war. Ebenso wird die *Acera bullata*, die vorde[illegible] die Ostgrenze ihrer Verbreitung in Finmarken fand, an der Murma[illegible] küste bemerkt. Andere bisher seltene Arten wie *Cardium edule*, di[illegible] Herzmuschel, und *Echinus esculentus*, der Seeigel, sind jetzt häufige[illegible] geworden[5]. Auch manche Nacktkiemer und der Einsiedlerkrebs *(Eupa[illegible] gurus bernhardus)* dringen von Westen her in die Gewässer der Murma[illegible] küste; verschiedene unbekannte boreale Arten, darunter auch der Ei[illegible] siedlerkrebs, werden im Kola-Fjord beobachtet.

Bis vor kurzem fehlte auf Grönland eine rein zoologische Station[6] und so erstrecken sich unsere Kenntnisse über die marine Lebewelt eigentlich allein auf die nutzbaren Tiere; für die übrigen besitzen wi[illegible] nur zufällige Angaben. Die zu den Leptomedusen gehörende *Halopsi[illegible] ocellata*, ein wirbelloses Nesseltier, wurde bei Grönland erstmalig i[illegible] Jahre 1932 beobachtet. Zwar waren schon in den vorangehenden Jahre[illegible] einige Exemplare davon gefunden worden. Wenn dieses Tier der süd[illegible] licheren Gewässer jetzt immer häufiger in den Gewässern Grönland[illegible] auftaucht, ist das einzig die Folge der gegenwärtig günstigen Lebens[illegible]

bedingungen. Der in der Nordsee und den westlichen Teilen der Ostsee vorkommende, den Badegästen wohlbekannte Seestern *(Asterias rubens)* wurde schon 1895 im inneren Teil des Ameralik-Fjordes gefunden. Seit 1926 trat er auch an andern Stellen der Westküste auf. Offenbar handelt es sich hier um ein Relikt aus einer postglazialen Wärmeperiode, das bei den jetzigen günstigen Verhältnissen die Neigung hat, sich wieder auszubreiten.

d) Verschiebung der arktischen Meerestiere nach Norden

Wenn sich nun infolge der Klimaverbesserung eine Reihe von Meerestieren des Südens im Norden weiter ausdehnen, das arktische Meer also hinsichtlich seiner Fauna immer mehr den Charakter eines Meeres der borealen oder Nadelwaldzone annimmt, müssen sich die Tiere der eigentlichen Arktis immer weiter nach Norden zurückziehen. Dies wurde in der Tat beim Weißfisch *(Delphinopterus leucas)*, einem zu den Walen gehörenden, weißgefärbten Seesäugetier, beobachtet, der im Sommer im hohen Norden lebt, im Herbst aber stets nach Süden zog, um den Winter an der Westküste Grönlands unweit des Polarkreises zu verbringen. In letzter Zeit erschien er nun im Winter nicht mehr in diesen Gegenden und verlängerte seinen Aufenthalt weiter im Norden. Der schon erwähnte Kapelan, der in großer Menge von der Diskobucht bis zur Südspitze vorgekommen war, fehlte in den letzten Jahren an der Südküste Grönlands. Sein Verbreitungsgebiet hat sich von Süden nach Norden hin verschoben. Auch der Fjord-Kabeljau *(Gadus ogac)* ist im Norden häufiger und im Süden seltener geworden, und der grönländische Heilbutt *(Reinhardtius hippoglossoides)* kam in den letzten Jahren in den Fjorden des äußersten Südwestens von Grönland in bedeutend geringeren Mengen als früher vor. In den kalten Jahren 1902 und 1903 erschienen hingegen solche rein arktischen Tiere in Massen an der Nord- und Westküste Norwegens, so die Grönlandrobbe *(Phoca groenlandica)*, die Ringelrobbe *(Phoca foetida)* und der schon erwähnte Weißfisch[7].

Andere Beispiele haben wir auf Seite 27 angeführt.

VI. DIE BÖDEN

Eine jede Landschaftszone hat ihren eigenen Bodentypus, der sic
bei einem Wechsel des Klimas ändern muß, da Klima und Boden i
engem Zusammenhang miteinander stehen. Die in der eigentliche
Arktis vorherrschenden Bodentypen, die Polygonböden und Flie
erden, die sogenannten Fleckentundren[1] – sie kommen in ähnlich
Form in den Hochgebirgen vor –, werden bei einem wärmeren Klim
den Bodentypen der südlicher gelegenen Landschaftszonen weiche
Ein in der Nadelwaldzone charakteristischer Bodentypus ist die Bleic
erde, der Podzol. Er ist dadurch gekennzeichnet, daß der obere Hor
zont weiß bis grau, die unteren Horizonte gelb bis rostbraun gefär
sind. Je wärmer das Klima wird, desto stärker macht sich der bis jet
in der Subarktis nur schwach ausgeprägte Podzol bemerkbar, des
mehr wird er im südlichen Teil der Laubwaldzone schwinden und hie
falls sich die Steppe ausbreitet, schwarzerdeartigen Böden Platz mache
Es gibt auch noch andere Bodentypen, zum Beispiel merkwürdi
Hümpel auf der im Norden von Sibirien gelegenen Halbinsel Taimy
die jetzt plötzlich entstanden sind; jedenfalls wurden sie von früher
Reisenden, die sich lange dort aufhielten, nicht erwähnt. Man schrei
ihre Entstehung schmelzendem Schnee und Erosionsprozessen zu[2]. I
Süden müssen sich infolge der Klimaerwärmung die Böden der Hal
wüsten und Wüsten nach Norden hin ausbreiten.

Mit der fortschreitenden Austrocknung gehen die Sümpfe zurüc
Im Süden sind sie nur dort vorhanden, wo das Land vom Flußwass
überflutet wird. Im Norden sind stellenweise weite Strecken von sumpf
gen Böden bedeckt; denn bei der geringen Wärme und kurzen Somme
zeit kann das Regen- und Schneewasser nicht verdunsten und bleibt a
der Oberfläche zurück. Darunter befindliches Bodeneis verhindert d
Versickerung des Wassers.

Auch die Bodeneisgrenze geht allmählich nach Norden zurück. We
Gebiete Sibiriens und des Nordostens von Europa weisen einen gefro
nen Boden auf, der im Sommer mehr oder weniger tief auftaut, um da
im Winter wieder zu gefrieren[3]. Es handelt sich um einen Überrest a
der großen Eiszeit. In diesem gefrorenen Boden haben sich ganze Leic
name ausgestorbener Tiere, zum Beispiel von Mammuts, erhalte
deren Fleisch nach dem Auftauen trotz Tausender vergangener Jahr
noch so frisch war, daß es gegessen werden konnte. Als 1837 der bekann
Reisende A. Schrenk die auf dem 65°50′ an der Mündung des gleic
namigen Flusses gelegene Stadt Mesen besuchte, befand sich hier gefr
rener Boden, der im Sommer zwei Meter tief auftaute. 1933, also beina

hundert Jahre später, stellte eine von der Akademie der Wissenschaften entsandte Expedition zur Erforschung der Grenze des Eisbodens fest, daß die Grenze erst vierzig Kilometer nördlich der Stadt begann; dort, wo sie früher verlaufen war, zeigte sich jetzt kein Eisboden mehr. Westlich des Weißen Meeres, auf der Halbinsel Kola und im nördlichen Skandinavien, ist nur noch stellenweise, zum Beispiel auf den Mooren, Bodeneis vorhanden.

VII. DIE TEMPERATUR DES MEERESWASSERS

Die Erwärmung der Luft muß sich auch auf das Meereswasser übertra
gen, so daß sich dessen Temperatur erhöht. Falls die Erwärmung lang
andauert und sich die Landschaftszonen des Südens nach Norden ver
schieben, muß sich ein der arktischen Zone angehöriges Meer in ei
solches der subarktischen bzw. der borealen oder der Nadelwaldzon
verwandeln. Wir haben schon beim Betrachten der Verschiebung de
Tierwelt nach Norden darauf hingewiesen (siehe S. 69), jetzt wollen wi
diese Temperaturerhöhung des Meereswassers als Folge der Klima
änderung näher untersuchen.

1. Temperaturänderung bei Grönland

Wir wollen mit den Verhältnissen bei Grönland beginnen, wofür wi
eingehende Beobachtungen besitzen[1]. Die von Norden kommende kalt
Strömung bewirkt die Unzugänglichkeit der Ostküste, während ei
Zweig des warmen Golfstroms der Westküste entlang nach Norde
zieht. An der Südspitze Grönlands, wo beide Strömungen zusammen
treffen, spielt sich ein fortwährender Kampf zwischen dem kalte
Wasser des Nordens und dem warmen Wasser des Südens ab, und je
nachdem, welches von den beiden die Oberhand gewinnt, ändert sic
das Tierleben des Meeres. Messungen in verschiedenen Jahreszeite
zeigen, daß die Temperatur des Meereswassers stark angestiegen ist
So betrug sie in Agdluitsok in dem an der Südspitze Grönlands gelege
nen Lichtenau-Fjord am 22. 8. 1909 an der Oberfläche 3.85°, in 10 m
Tiefe waren es 1.45°, in 25 m 0.52°, in 50 m 0.62°, in 100 m 0.07° und in
200 m 0.61°. 1934, also 25 Jahre später, waren die betreffenden Tempera
turen 5.20°, 3.65°, 2.52°, 1.36°, 1.09° und 1.50°. Während der kalte
Periode herrschte im Fjord der grönländische Heilbutt vor, und de
Kabeljau fehlte; in der warmen Periode tauchte der Kabeljau auf und
der Heilbutt wurde viel seltener.

Ähnlich steht es mit dem schon im mittleren Grönland liegende
Fjord von Godthaab. Am 20. 6. 1908, als der Kabeljau selten war
betrug die Temperatur bei der Mündung des Fjords an der Oberfläch
0.75°, in 25 m Tiefe waren es 0.60°, in 50 m 0.62°, in 100 m 0.85° und in
200 m 0.61°. In dem an Kabeljau reichen Jahr 1935 wurden am 11. 6.
folgende Temperaturen gemessen: an der Oberfläche 4.35°, in 10 m
Tiefe 3.62°, in 25 m 2.65°, in 50 m 2.00°, in 100 m 1.31° und in 200 m
1.14°. Wir sehen also eine starke Erwärmung der Wasserschichten bis
auf 200 m Tiefe. 1931 erreichte der Kabeljau das Gebiet von Umanak

am 71°, und zwar in solchen Mengen, daß sich eine Fischfangindustrie entwickelte. 1932 wurden hier in 400 m Tiefe um 0.6 bis 0.7° höhere Temperaturen gemessen als in den Jahren 1928 und 1929. Diese verschiedenen Temperaturen können auch von einem stärkeren oder schwächeren Einfluß des Golf- bzw. des Polarstromes herrühren.

2. *Temperaturänderungen bei Island und im Osten*

Bei Island ist die Temperatur des Meereswassers ebenfalls gestiegen. Es ist augenfällig, so heißt es in einem Bericht, daß von 1895 bis 1912 nur drei abnorme Jahre vorhanden waren, während sonst kalte und warme Jahre abwechseln. Die Zeit von 1913 bis 1925 scheint kalt gewesen zu sein, jedenfalls waren sechs Jahre als kalt anzusehen, während die Periode 1926 bis 1939 warm war, wobei sechs Jahre jedenfalls als warm anzusehen sind. Dies stimmt mit einer anderen Untersuchung überein, derzufolge die Temperatur der Oberfläche des Meeres seit 1926 angestiegen ist. Für die im nördlichen Atlantischen Ozean liegende Insel Jan Mayen besitzen wir eine Reihe von Messungen[2], die zeigen, daß am 8. 8. 1900 das Wasser an der Oberfläche eine Temperatur von 4.20°, am 8. 8. 1930 aber von 7.07° besaß. In 50 m Tiefe betrugen die Temperaturen 0.89° bzw. 4.44°, in 100 m Tiefe 0.41° bzw. 1.37°.

In den weiter im Osten gelegenen Gegenden – der Barents-See, der Murmanküste, Nowaja Semlja und dem Karischen Meer – ist die Temperatur des Meereswassers infolge des Zustromes von warmem Wasser des Atlantischen Ozeans angestiegen. Dies ist aus den Untersuchungen russischer Forscher ersichtlich. So herrschte von 1921 an im südwestlichen Teil der Barents-See eine wärmere Periode vor. Eine Reihe hydrographischer Messungen längs des Kola-Meridians vom 69½° zeigte Ende Mai 1921 von der Oberfläche bis zu 200 m Tiefe um 1.06° bis 3.48° höhere Temperaturen an als zur gleichen Zeit im Jahre 1901. Der mittlere Unterschied betrug also 1.9°. Auch nach 1921 hatte man es mit hohen Wassertemperaturen zu tun[3]. Und nicht nur die Temperatur des Wassers lag in den Jahren 1921 bis 1927 höher als in den Jahren 1900 bis 1906, sondern auch die aus dem Atlantischen Ozean in die Barents-See strömende Wassermenge war gestiegen. Die Temperatur der Murmanströmung lag für die Periode 1921 bis 1926 im Mai um 0.98°, im August um 1.05°, im Mittel für die ganze Periode um 1.01° höher als in der Periode 1900 bis 1906.

Beim Vergleich der hydrologischen Untersuchungen der in den Jahren 1900 bis 1906 unter der Leitung von Knipowitsch und Breitfuß stehenden Murman-Expedition einerseits mit denen der Biologischen

Murman-Station in den Jahren 1921 bis 1928, des Ozeanographische
Institutes in den Jahren 1929 bis 1933 und des Arktischen Institutes in
Jahre 1934 anderseits kommt Zubow[4] zu folgenden Ergebnissen hin
sichtlich der Erwärmung der atlantischen Strömung.

	Mittlere Temperaturen der Nordkapströmung	
	Mai:	August:
1900–1906	+ 2.16°	+ 3.94°
1921–1934	+ 2.84°	+ 4.64°
Temperaturunterschied	+ 0.68°	+ 0.70°

Das Vordringen der warmen Unterströmung nach dem Osten vol
zieht sich relativ langsam. So treten Temperaturveränderungen in de
atlantischen Gewässern am Sogne-Fjord in Norwegen erst nach eine
Jahr weiter nördlich bei den Lofoten und nach einem weiteren Jahr a
Kola-Fjord auf, und in dem weit im Osten gelegenen Karischen Mee
werden sie erst nach drei bis vier Jahren spürbar. Die 1929/30 im Nord
von Norwegen beobachtete Wärmewelle dürfte 1934 den östlichen Te
des Karischen Meeres erreicht haben, wodurch die verhältnismäß
leichte Zugänglichkeit der im Norden Asiens liegenden Wilkitzk
Straße in den Jahren 1935 und 1936 erklärlich ist, während noch 191
die Eisbrecher Taimyr und Waigatsch unter Führung von Wilkitz
die später nach ihm benannte Straße wegen der Eismassen nicht b
zwingen konnten.

Was die Barents-See anbelangt, so zeigte der russische Polarforsch
W. Wiese, daß die Oberflächentemperatur von der Küste bis zum 7
in den letzten Jahren ganz beträchtlich zugenommen hat. Nach L. Berg
der die Abweichungen der Oberflächentemperatur vom langjährig
Mittel errechnete, betrug die mittlere Abweichung in den Jahren 19
bis 1918 –0.7°, in den Jahren 1919 bis 1928 +1.1°, so daß die mittle
Zunahme nicht weniger als +1.8° ausmacht.

Auch das Weiße Meer wird wärmer. Bis vor kurzem war es e
typisches Becken von arktisch-subarktischem Charakter, kälter a
die weiter im Norden liegende Barents-See. Dies sieht man deutlich
den Veränderungen in der Tierwelt. Immer mehr südliche Arten tret
hier auf, wie aus den weiter oben (Seite 67) angeführten Beispielen e
sichtlich ist[6].

3. *Der Golfstrom*

Obschon der Golfstrom, der bekanntlich die Küsten Europas erwärmt und dessen Endverzweigungen bis weit gegen Norden hin reichen, aus den Tropen stammt, ist seine Temperatur nichtsdestoweniger angestiegen, was eingehende Untersuchungen belegen[7]. Sie hat in den Gegenden, wo er entspringt – bei Yukatan im Golf von Mexiko, in der Karibischen See, im Kanal von Florida – an der Oberfläche im Mittel um 0.42° zugenommen und ist in der Periode von 1926 bis 1933 um 0.42° höher als in der Periode von 1912 bis 1918. Die größte Zunahme wird in höheren Breiten (Labradorstrom) verzeichnet, nämlich 1.03°. 1901 bis 1905 betrug die Temperatur im Mai in 50 m Tiefe selten mehr als 8° und nie mehr als 9°. Im Mai 1929 ergaben jedoch ozeanische Messungen an vielen Stellen Temperaturen von 9° und mehr in einer Tiefe von 50 m und mehr. Außerdem hat die Menge des vom Atlantischen Ozean in das Nordmeer fließenden Wassers zugenommen. Es wurde festgestellt, daß 1929 dieses Volumen um 20% größer war als 1927. Da gleichzeitig die mittlere Temperatur dieses Wassers mehr betrug als früher, war auch die aus dem Atlantischen Ozean nach dem Norden geführte Wärmemenge gestiegen. Für den englischen Kanal läßt sich ebenfalls ein deutliches Ansteigen der Wassertemperatur nachweisen: sie betrug in den Jahren 1903 bis 1911 in Mittel 11.7°, in den Jahren 1912 bis 1919 11.8°, in den Jahren 1920 bis 1927 jedoch 12.1°. In der Irischen See findet man ähnliche Werte.

4. *Temperaturänderung und Salzgehalt*

Inwieweit sich die Wassertemperatur und der Salzgehalt des Meeres in der letzten Zeit geändert haben, ersehen wir aus folgender Berechnung, die nördlich von Spitzbergen für die Jahre 1912, 1922 und 1931 angestellt wurde[8]:

Mitteltemperatur in 200–400 m:	1.7°	3.7°	3.18°
Salzgehalt in derselben Tiefe:	34.90%	36.05%	35.10%

1931 bis 1932 machte der Salzgehalt östlich von Grönland auf dem 72° bis 75° 35% aus und die Temperatur betrug 2.1° und mehr, während die Maximalwerte, die auf der Danmark-Expedition von 1906 bis 1908 und der Expedition der Belgier im Jahre 1905 gefunden worden waren, bei 1.5° und darunter lagen und der höchste Salzgehalt 34.95% und weniger betrug. Dies hängt allem Anschein nach mit einer Schwankung des nordatlantischen Stroms zusammen[9]. Seither wurden auf der

Godthaab-Expedition Höchsttemperaturen von 2.15° und ein Salzgehalt von 34.98 % festgestellt. Neuere Daten liegen nicht vor.

Eine starke Erwärmung hat offenbar um 1922 begonnen. In der Barents-See fällt ihr Beginn auf das Jahr 1919 – im selben Jahr setzte ja auch der große Rückgang der Eisgrenze ein –, und in Spitzbergen nimmt die auffällige Erhöhung der Wintertemperaturen 1922 ihren Anfang.

Zahlreiche Untersuchungen der Russen weisen auf die Änderung der hydrographischen Verhältnisse des Eismeeres nördlich von Eurasien hin. Ihre Beobachtungen wurden mit denen verglichen, die Nansen während seiner berühmten Reise auf dem Polarmeer in den Jahren 1893 bis 1896 durchgeführt hatte. Damals wurde festgestellt, daß die obere Wasserschicht bis zu 200 bis 250 m Tiefe weniger salzig war als die darunter liegende und daß deren Temperatur –1.0° bis –1.9° betrug, während sich in 600 bis 700 m Tiefe ein Wert von 1.2° bei einem Salzgehalt von mehr als 35 % zeigte. Fünf Jahre später (1901) fand der bekannte russische Admiral Makarow auf dem Eisbrecher Jermak zwischen Franz-Josephsland und Nowaja Semlja die 0°-Isotherme in einer Tiefe von 200 m, während in größerer Tiefe die Temperatur auf 1.1° anstieg[9]. Es lag also eine obere 200 m dicke kältere und weniger salzreiche Schicht Meerwasser auf einer wärmeren und salzigeren unteren[10]. Ob die Änderung des Salzgehaltes mit den Änderungen der Temperatur in Verbindung steht, wollen wir hier nicht weiter behandeln; in der Ostsee ist jedenfalls, wie wir noch sehen werden, ein solcher Zusammenhang vorhanden.

Die zahlreichen russischen Expeditionen in den zwanziger und dreißi-ger Jahren mit Eisbrechern und gewöhnlichen Schiffen, auch die ameri-kanische Nautilus-Expedition zwischen Franz-Josephsland und Nord-land sowie etwas nordwestlich davon bis zum 48°42′ zeigten, daß di kalte und weniger salzige Schicht nur 70 bis 125 m dick war und da sich darunter eine mächtige Schicht salzhaltigen, aus dem Atlantische Ozean stammenden Wassers mit einer Temperatur von 0.6° bis 2.6 befand. 1929 entdeckten die Schiffe Perseus und Sedow ungefähr an der selben Stelle, wo im Jahre 1901 Makarow seine Untersuchungen aus-geführt hatte, die 0°-Isotherme in einer Tiefe von 125 statt von 200 m 1931 lag diese Isotherme schon in 75 m Tiefe, und etwas weiter östlic fand sie ein anderer Dampfer sogar in einer Tiefe von 25 und 40 m «Diese Aufzeichnungen», so schreibt der russische Ozeanograph Scho-kalsky, «und andere hier nicht angeführte weisen mit unumstößliche Gewißheit auf eine fortschreitende Erwärmung des Arktischen Ozean hin. Der Zweig der nordatlantischen Strömung, der sich am Rande de

kontinentalen Schelfes um Spitzbergen herum mit diesem vereinigt, hat sein Volumen vergrößert und führt eine so gewaltige Menge warmen Wassers mit, daß die Oberflächenschicht des kalten Wassers, die zu Nansens Zeit eine Dicke von 200 m besaß, jetzt weniger als 100 m mißt.» Mit andern Worten: der warme Golfstrom, der zu Nansens Zeit im Norden in einer Tiefe von 200 m und mehr verschwand, verläuft jetzt näher an der Oberfläche.

5. *Das Meereseis*

a) Bei Grönland

Lauge Koch, ein bekannter dänischer Polarforscher, der sich der Erforschung Grönlands widmete, gibt in einem seiner Bücher[11] eine Zusammenstellung über die Eisbedeckung an den Küsten Grönlands und deren Zusammenhang mit der Besiedelung des Landes. In den Jahren von 1000 bis 1200, also während der normannischen Zeit, waren die Küsten eisfrei; nur die östliche blieb vom 72° an nach Norden hin mit Eis bedeckt. Die Schiffahrt war daher sowohl an der West- wie an der Ostküste möglich, die Eskimos lebten damals noch im höchsten Nordwesten der Insel. Zwischen 1200 und 1300 reichte das Eis an der Ostküste schon bis zum 66° hinab. Dies war auch noch im 14. Jahrhundert der Fall. Die normannischen Ansiedelungen an der Westküste waren verschwunden, da die Siedler vor den von Norden kommenden Eskimos hatten zurückweichen müssen; nur an der Südspitze des Landes hatte sich eine normannische Siedlung erhalten. Der Verkehr mit Norwegen zu Meere stand zu dieser Zeit noch offen. Im 15. Jahrhundert blieb nur eine geringe Anzahl von Normannen an der Südspitze übrig. 1572 waren beide Küsten von Eskimos besiedelt. Eine Expedition besuchte damals die Ostküste am 66°: das Eis hatte sich weiter nach Norden bis zum 72° zurückgezogen. 1540 scheinen die letzten Normannen ausgestorben zu sein. Wir sehen also, daß die Verbindung mit Grönland wohl möglich war. Es muß sogar ein mildes Klima geherrscht haben, denn die normannischen Begräbnisstätten aus der Zeit um 1500 sind von Pflanzenwurzeln durchzogen, was bei einem arktischen Klima nicht der Fall sein könnte. Doch nun setzt der Rückschlag ein. Um 1600 schwimmen mächtige Eismassen der Ostküste entlang nach Süden und dringen um die Südspitze herum sogar nach Westen. Die bisher einheitliche Eskimobevölkerung wird in einzelne Stämme aufgeteilt, zwischen denen die Verbindung infolge des Eises unterbrochen ist. Allem Anschein nach ist damals auch auf Island eine Klimaverschlechterung eingetreten. Im

19. Jahrhundert scheinen die Eskimos an der Ostküste Grönlands ausgestorben zu sein, jedenfalls bis auf Angmassalik, das noch am leichtesten zu Schiff zu erreichen ist. Dichtes Eis verhüllt die ganze Ostküste und einen Teil der Westküste. Erst am Anfang des 20. Jahrhunderts zieht sich das Eis zurück, 1925 wird am Skoresby-Sund am 70°, wo die alten Eskimos verschwunden sind, eine neue Kolonie gegründet, und Polizeistationen liegen noch weiter im Norden bis zum 74°, obwohl das Eis an der Küste bis zum 72° reicht.

Es lassen sich also folgende Perioden der Eisbedeckung bei Island und an der südlichen Hälfte Grönlands während der Sommermonate unterscheiden: Von 800 bis 1200 war Eis vorhanden, von 1200 bis 1400 in noch etwas größerem Maße. Von 1400 bis 1600 schwand das Eis. Von 1600 bis 1900 waren ganz besonders starke Eismassen zu beobachten. Von 1900 bis 1939 wurde kaum Eis festgestellt. Das Zurückweichen der Eisgrenze in der Arktis ist jedenfalls eine Folge der höheren Temperatur des Wassers im Ozean.

Auch in der Davis-Straße wurde eine starkes Zurückweichen des Eises festgestellt. Bezeichnet man mit 0 bis 1 das eisfreie Meer und mit 10 das schwere Eis, so zeigt eine hier durchgeführte Untersuchung, daß 1881 bis 1890 die Verhältnisse mit 6.7, 1911 bis 1930 hingegen mit 3.4 bewertet werden konnten. Die Eisbedeckung hat in diesem Falle um die Hälfte abgenommen[12].

b) Eurasien

In den Teilen des Eismeeres, die den Norden Eurasiens umspülen, wurde das Zurückweichen der Eisgrenze seit Anfang der zwanziger Jahre beobachtet. So konnte der Eisbrecher Sadko die Strecke von der Nordspitze Nowaja Semljas zum Nordland und bis zum 82°41′ – dem nördlichsten Punkt, den je ein Schiff erreicht hatte, wenn wir von der Eisdrift der Fram und des Sedow absehen – in offenem Wasser zurücklegen. Anfang des 20. Jahrhunderts hatte der mächtige Eisbrecher Jermak vergebens versucht, die Nordspitze Nowaja Semljas zu erreichen. 1932 dagegen gelang dem Dampfer Knipowitsch zum erstenmal in der Geschichte der Seefahrt die Umschiffung des Franz-Josephslands. Auch die Entdeckung der Überreste der Expedition von Andrée, der bekanntlich den Nordpol mit einem Ballon erreichen wollte, auf der kleinen Insel Vitöya 33 Jahre nach ihrem Untergang verdankt man bloß dem Umstand, daß dieses bis dahin von Eis umgebene Eiland zu Schiffe erreicht werden konnte. Auf Spitzbergen dauerte die Schiffahrtsperiode in den Jahren 1909 bis 1912 im Mittel 95 Tage, 1930 bis 1938 jedoch 175 Tage und 1939 sogar 203 Tage.

Das Dänische Meteorologische Institut in Kopenhagen veröffentlichte seit 1895 jedes Jahr Karten für die Monate April bis August, auf denen die Eisgrenzen in der Arktis eingetragen sind, soweit Beobachtungen für das betreffende Jahr vorlagen. Diese Karten sind überaus aufschlußreich. Auf Grund davon stellte der bekannte Fachmann für Polarfragen und Polarforscher Leonid Breitfuß die im Sommer mit Eis bedeckte Fläche in der Barents-See für die Jahre 1895 bis 1925 kartographisch fest. Daraus lassen sich folgende Mittelwerte (in Einheiten von $10^3 km^2$) ableiten:

Jahre:	1896–1900	1901–1905	1906–1910	1911–1915	1916–1920	1921–1925
$10^3 km^2$:	705	773	722	846	842	580

Was wir aus diesen Zahlen erkennen, ist ein seit 1920 auffallendes Zurückgehen der Eisfläche. Diese Verminderung hat bis in die Gegenwart angehalten[13].

Eine andere Berechnung, die von derselben Grundlage ausgeht und die Periode 1898 bis 1931 behandelt, teilt zur genaueren Beurteilung die am erfolgreichsten beobachteten Gebiete zwischen 50°W und 105°E in vier Zonen ein und charakterisiert für jede Zone und jedes Jahr die Schwere der Eisbedeckung durch die Zahlen 1 bis 5. Im Mittel erhält man folgende Werte:

Jahre:	1901–1905	1906–1910	1911–1915	1916–1920	1921–1925	1926–1930
Eisbedeckung:	3.4	3.6	3.9	3.9	2.2	2.2

Der um 1920 zurückweichende Eisrand bleibt auch bis zum Jahre 1930 in einer nach Norden verschobenen Lage.

Noch stärkere Werte für den Rückgang des Eisrandes im Bereich von 30° bis 50° zeigt eine andere Beobachtungsreihe für die Jahre 1898 bis 1934[14]. Wir ersehen daraus, daß die Eisgrenze während der zehn Jahre von 1909 bis 1918 zwischen 0 und 320 km schwankte, daß sie also stets über die normale Lage nach Süden verschoben war, und zwar im Mittel der zehn Jahre um 113 km. Später aber hat sich die Eisgrenze weit nach Norden zurückgezogen, im Mittel der elf Jahre von 1919 bis 1929 um 107 km über den Durchschnitt. Die letzten fünf Jahre ergeben sogar einen Mittelwert von 224 km, die horizontale Verschiebung im Mittel größerer Zeiträume beträgt also mehr als drei Breitengrade. Dies ist jedenfalls ein gewaltiger Rückgang. So wird es verständlich, daß gerade in Spitzbergen, an dessen Ostküste ungefähr die mittlere Eisgrenze liegt, die Schwankungen in einer auffälligen Weise die Wintertemperaturen widerspiegeln.

Der Grad der Vereisung der Barents-See ist ebenfalls geringer geworden. Der Durchschnitt der fünf Sommermonate betrug im Verhältnis zur Gesamtfläche des Meeres nach den Eiskarten des Dänischen Meteorologischen Institutes im Mittel der Jahre 1901 bis 1906 57%, im Mittel der Jahre 1921 bis 1931 jedoch nur 44%. Es ist somit ein Unterschied von 13% festzustellen[15].

Nach Angaben des Arktischen Institutes in Leningrad besserten sich die Eisverhältnisse für die Schiffahrt in der Barents-See und im Karischen Meer um 1920 und setzten sich schrittweise nach Osten fort. Vom Ende August bis Ende September 1940 war die Nordküste Asiens und Europas eisfrei; gegen 108 Fahrzeuge benutzten diesen Weg. Es gab aber auch Rückschläge, zum Beispiel 1934 und 1936; am schlimmsten war es 1942. Mittels kartographischer Aufnahmen vom Flugzeug aus konnte innerhalb des russischen Sektors der Arktis festgestellt werden, daß sich die Ausbreitung des Treibeises von 1924 bis 1943 um eine Million km² verringert hat. Bezeichnend ist, daß einige Inseln im Laptew-Meer (östlich des Kaps Tscheliuskin), die aus fossilem Eis bestanden, weggeschmolzen sind, so daß jetzt hier nur noch untermeerische Bänke vorkommen. Während der Drift der Fram in den Jahren 1893 bis 1896 war das einjährige Eis 365 cm dick, während der Drift des Sedow im Jahre 1937 bis 1940 jedoch nur noch 218 cm[16].

6. Polare Schiffahrt

a) Einleitung

Wir erwähnten im vorigen Abschnitt, daß sich mit dem Zurückweichen des Polareises die Schiffahrtsverhältnisse im Norden geändert haben. Wir wollen jetzt diese Frage näher erörtern; denn die Änderung des Klimas, die wir in der Gegenwart beobachten können, beeinflußt die Möglichkeit der Schiffahrt beträchtlich. Anderseits können wir daraus auf eine Änderung des Klimas und auf Klimaschwankungen in früheren Jahrhunderten schließen. Die geschichtlichen Zeugnisse für die polare Schiffahrt reichen nämlich in Zeiten zurück, aus denen keinerlei Beobachtungen an meteorologischen Stationen vorliegen. Wir haben ja darauf hingewiesen, daß genauere Untersuchungen erst seit Anfang des 18. Jahrhunderts vorgenommen wurden. In Nordeuropa und insbesondere in der Arktis sind die Beobachtungsreihen noch kürzer. Eine Darstellung der Schiffahrtsverhältnisse in den arktischen Meeren zeigt uns, daß eine Änderung des Klimas in der Gegenwart erfolgt und daß es Klimaschwankungen in früheren Zeiten gegeben hat.

b) Island und Grönland

Über die wechselnden Eisverhältnisse dieser Gegenden haben wir früher berichtet (siehe S. 77ff.).

Das ferne am Rande der arktischen Zone gelegene Island wurde nachweisbar zuerst von weltflüchtigen irländischen Mönchen entdeckt, die sich hier ansiedelten, später aber wieder verschwanden. Dann waren es Normannen, die das Land besetzten und die Besiedelung einleiteten: 874 bis 930 bewohnten 25000 Einwanderer die Insel. Sie wurde zu einer Kolonie des alten norwegischen Königreiches[17], und es entwickelte sich ein reger Verkehr zwischen beiden Ländern. Hin und wieder wurden Schiffe durch Stürme weiter nach Westen verschlagen, und so entdeckte Gunnbjörn um das Jahr 900 Grönland. 984 kam Erik der Rote an die Ostküste Grönlands, umsegelte das Südkap und folgte der Westküste nach Norden bis zur Davis-Straße. Das Grün der blumigen Matten und der Birkengebüsche, das in starkem Gegensatz zu den bisher besuchten Gegenden der Ostküste stand, stach ihm so in die Augen, daß er das Land Grönland nannte, das grüne Land; er wußte ja nicht, daß der größte Teil des ungeheuren Gebietes von Schnee und Eis bedeckt war. Eine Kolonie wurde gegründet, und bald folgten weitere Siedler aus der Heimat. Um 1100 wurde die neue Kolonie zum selbständigen Bistum erhoben, 1261 war es Nebenland von Norwegen, 1397 wurde es laut der Union von Kalmar mit Dänemark und Schweden vereinigt. Bis Mitte des 14. Jahrhunderts stand Grönland mit dem Mutterland in ständiger Verbindung, im 15. Jahrhundert brach sie jedoch ab. Man verlor das Land und dessen Einwohner aus den Augen, und nur hin und wieder sichteten verschiedene Seefahrer bei ihren Versuchen, den nördlichen Seeweg nach Indien zu finden, die ungeheure Insel. Erst 1721 erinnerte man sich in Dänemark an die frühere Kolonie, und als Hans von Egede, ein Geistlicher und Missionar, seinen Fuß dorthin setzte, war das Land öde und verlassen. Von den einstigen norwegischen Kolonien waren nur Ruinen vorhanden, und statt der Norweger wohnten hier Eskimos, die offenbar inzwischen von Norden eingewandert waren. Nun blieb Grönland in dänischem Besitz.

Warum dieser Verfall? Warum wurde die Verbindung mit den einst blühenden Kolonien unterbrochen? Es gibt dafür eine Reihe von Hypothesen. Die schwarze Pest, sagen die einen, Einfälle der kriegerischen Eskimos, der Skrälinger, sagen die andern, hätten die norwegischen Siedler vernichtet. Das Klima sei kälter geworden, das von Norden kommende Eis habe die Schiffahrt nach Grönland zunichte gemacht, und die sich selbst überlassenen Kolonien hätten sich ohne Zufuhr von

Lebensmitteln, Kleidern usw. nicht mehr erhalten können. So die einen. Andere wiederum sagen, die politischen Schwierigkeiten Norwegens, das inzwischen unter dänische Herrschaft geraten war, hätten die Schiffahrt unterbrochen und den Untergang der Bewohner Grönlands besiegelt. Insbesondere die These vom Klimawechsel findet viele Anhänger. Man muß sich zwar hüten, gleich alle historischen Begebenheiten einer Klimaverschlechterung oder -verbesserung zuzuschreiben; sie lassen sich oft ebensogut durch andere Ursachen erklären. Immerhin herrschten in Grönland zur Zeit Eriks des Roten ungefähr die gleichen Bedingungen wie jetzt; sonst hätte er nicht das Südkap umsegelt, nachdem er die Ostküste entdeckt hatte, und sonst wären nicht an der Westküste die ersten Kolonien entstanden. Auch heute ist die Westküste der am dichtesten bewohnte Teil, während die rauhere Ostküste, wo die Schiffahrt viel später möglich ist, erst allmählich und auch dann nur wenig besiedelt wurde. Hier sind die Eisverhältnisse jetzt noch für die Schiffahrt ungünstig, oft sogar unmöglich, obwohl sich, wie wir sehen werden, seit der letzten Klimaverbesserung manches günstiger gestaltet hat. Jedenfalls scheinen zur Zeit der ersten Norweger Siedlungen an der Ostküste ebenfalls ungünstige klimatische Verhältnisse geherrscht zu haben. Daß aber später, nach Abbruch der Verbindungen mit dem Mutterland, trotz der eventuellen Klimaverschlechterung eine Schiffahrt an der Küste Grönlands nicht ganz unmöglich war, ersieht man daraus, daß das Land von vielen Seefahrern – zum Beispiel von Frobisher 1585 bis 1587, Hudson 1607, Baffin 1678 – gesichtet wurde. Es sind wohl andere Umstände, die den Untergang der Kolonien verursacht haben, und nicht nur, wie man sehr bequem sagte, eine Klimaverschlechterung.

Einer neuen Theorie zufolge starben die Normannen auf Grönland wegen der verringerten Existenzmöglichkeiten aus. Das Walroß, eine der Haupteinnahmequellen der Bevölkerung, wurde vernichtet, der spärliche Birkenwald ausgerottet, die Wiesen wurden überweidet, die Bodenerosion nahm überhand, der Bevölkerung war die Nahrungsgrundlage entzogen, sie starb aus, als der Verkehr mit dem Mutterland zurückging[18].

Tatsache ist, daß die Gegend des Skoresby-Sunds an der Ostküste bis vor kurzem noch unbesiedelt war. Allerdings hat man dort Spuren von Eskimos gefunden, die aber später wieder verschwanden. Eine regelrechte Kolonie, wie sie weiter im Süden, in Angmassalik, und auch an der Westküste bis hoch in den Norden hinauf besteht, wurde jedoch erst in den zwanziger Jahren gegründet, als die Eismassen zurückgingen und diese bisher blockierte Küste für kurze Zeit der Schiffahrt zugänglich war. Heute sind diese Kolonien jederzeit mit dem Flugzeug erreichbar,

so daß die bis jetzt nördlichste Funk- und Wetterwarte gegründet werden konnte. Eine ähnliche Station ist im arktischen Archipel an der Nordküste des Ellesmere-Lands entstanden.

c) Nordostpassage und Nordwestpassage

Nachdem es sich herausgestellt hatte, daß der direkte Weg nach Indien im Westen durch den neuentdeckten Kontinent Amerika versperrt war, und der Weg um das Kap der Guten Hoffnung sehr viel Zeit in Anspruch nahm, versuchte man einen Seeweg um Nordamerika herum – die Nordwestpassage – und um Asien herum – die Nordostpassage – zu finden. Zahlreiche Expeditionen wurden ausgerüstet, um diese beiden Wege zu erkunden. Menschen und Schiffe gingen zugrunde, die Seefahrer erduldeten ungeheure Strapazen und Leiden. Jetzt ist das Problem gelöst. Es wäre interessant, es im Lichte eine Klimaänderung zu betrachten; denn der Erfolg oder Mißerfolg hängt von den jeweiligen Eisverhältnissen ab.

Als ersten können wir den Italiener Sebastian Cabot nennen, der in englischen Diensten war und von dem die Anregung stammte, um Europa und Asien herum nach China und Indien zu fahren. Er gelangte jedoch 1517 nur bis zur Hudsonstraße, wo ihn das Eis umzukehren zwang. Im Jahre 1553 fand die Expedition von Chancellor und Willoughby statt. Dieser kam an der Küste der Halbinsel Kola elend vor Hunger und Kälte um, jener entdeckte dagegen die Mündung der Dwina und legte so den Grundstein zum Hafen von Archangelsk und für den Handel Englands mit dem Moskowitischen Reich. Dann wandte man sich der Erzwingung der Nordwestpassage um Amerika herum zu. Frobisher kam 1576 bis 1578 nur bis zur Baffins Bai, Davis stieg 1585 bis 1587 an der Westküste Grönlands bis zum 72° hinauf, Baffin erforschte 1616 die amerikanische Inselwelt bis zum Smith-Sund in 77°30′.

Mittlerweile hatte sich der Holländer Barents an die Lösung der Nordostpassage gemacht. 1594 gelangte er als erster an die Westküste Nowaja Semljas und dann durch die Waigatschstraße ins Karische Meer. Gemeint ist dabei: als erster Westeuropäer; denn Russen hatten schon lange vorher von Nowgorod aus, das mit der Hansa in Verbindung stand, den ganzen Nordosten Europas unter ihre Herrschaft gebracht, und Fangleute und Jäger waren bereits früh nach Nowaja Semlja, ja sogar bis nach Spitzbergen vorgestoßen, hatten hier auf der Suche nach Fellen hin und wieder überwintert und waren weiter nach Osten bis an die Mündung der großen sibirischen Ströme gelangt. Doch für die Westeuropäer waren diese Gegenden bisher eine Terra incognita gewesen. 1596 entdeckte Barents die Bäreninsel und Spitzbergen, umsegelte die Nordküste Nowaja Semljas und überwinterte als erster Westeuropäer

in der Arktis, und zwar auf dem Kap Nassau auf Nowaja Semlja, wo dreihundert Jahre später seine Hütte noch unversehrt aufgefunden wurde. 1597 kam er auf der Rückfahrt zum Festland im offenen Ruderboot um, während zwei weitere Boote glücklich Kola erreichten. Jetzt waren es die Russen, die die Nordküste Asiens erforschten, allerdings meist mit Schlitten oder aber in kleinen Schiffen; es waren keine Unternehmen zur Erzwingung der Durchfahrt vom Atlantischen zum Stillen Ozean. Schon früh war an dem westlich des Ob-Busens gelegenen Taz-Busen die Mangazeja entstanden, die einen ausgedehnten Handel mit Fellen trieb. Daß sich die damaligen Eisverhältnisse nicht wesentlich von denen zu Anfang dieses Jahrhunderts unterschieden, ersieht man daraus, daß nur kleinere Fahrzeuge der Russen von Westen her der Küste entlang nach Mangazeja fuhren; um die weit in die Karische See ragende Samojedenhalbinsel zu umgehen, wurden die Boote manchmal zu Lande in den Ob-Busen geschleppt. Dieser Seeweg bestand auch später, nachdem auf Veranlassung der Moskauer Regierung Mangazeja aufgelassen worden war und verfiel. An der Mündung des Jenissei gingen öfters Handelsschiffe vor Anker. Von einer solchen Reise im Jahre 1911 berichtet Nansen. Jetzt wird der am unteren Jenissei befindliche Holzhafen Igarka, der größte Sibiriens, regelmäßig von zahlreichen Handesldampfern sowohl von Westen als auch von Osten her angelaufen. Im Osten wurde die Meeresküste meist von der unteren Lena und Kolyma aus erforscht, wo schon früher kleinere Siedlungen der Russen entstanden waren. 1648 durchfuhr Deshnew als erster die Beringstraße von Norden her, 1742 Bering vom Stillen Ozean aus. 1742 wurde die Nordspitze Asiens von Tscheliuskin auf einer Schlittenexpedition zu Lande entdeckt. Zwar scheinen schon vorher einzelne Fangmänner das Kap umschifft zu haben; jedenfalls wurden unlängst die Reste einer solchen Expedition, die offenbar um 1600 herum stattfand und deren Teilnehmer umkamen, östlich dieses Kaps aufgefunden[19]. 1660 umschiffte Loshkin Nowaja Semlja, 1768 durchfuhr Rozmysslow den Matotschkin-Schar und stellte damit die Doppelnatur von Nowaja Semlja fest. 1770 und 1773 entdeckte Ljachow die Neusibirischen Inseln, die indessen den Einheimischen wohl bereits bekannt waren. 1778 segelte der berühmte Seefahrer Cook durch die Beringstraße bis zum 70°44′.

Anfang des 19. Jahrhunderts erfolgten einige Forschungsreisen zur Erkundung der Nordwestpassage. So griff Ross diese Frage wieder auf, als er 1819 bis 1820 auf den Lancaster-Sund und die Melville-Insel stieß. 1829 wurde der magnetische Nordpol von seinem Neffen auf der Halbinsel Bootiha Felix entdeckt, und 1845 bis 1847 fand die Franklin-Expedition statt, die mit dem Untergang von 129 Mann endete. Die

Fahrten der zu ihrer Rettung ausgerüsteten zahlreichen Hilfsexpeditionen hatten eine eingehendere Kenntnis des im Norden Nordamerikas liegenden Archipels zur Folge. 1853 vereinigte sich MacClintock, der mit seinem Intrepid aus dem Atlantischen Ozean kam, in der Mercy Bai auf dem Banksland mit der hier überwinternden, auf dem Investigator aus der Beringstraße kommenden MacClure-Expedition, womit der Beweis der Nordwestpassage erbracht wurde. Sie war aber damals durch undurchdringbares Eis blockiert. Erst 1903 bis 1906 gelang es Amundsen – dem kühnen Polarforscher, der später als erster den Südpol erreichte –, vom Atlantischen Ozean aus mit seiner kleinen Gjöa die Nordwestpassage zu erzwingen. Allerdings mußte er zweimal überwintern. Später wurde diese Fahrt noch zweimal von Larsen gemacht: 1940 bis 1942 von Westen nach Osten, darauf 1944 ohne Überwinterung in der Richtung von Osten nach Westen. Infolge der Klimaänderung war dieser bisher für Schiffe unzugängliche Weg möglich geworden.

d) Die Bezwingung der Nordostpassage

Wenden wir uns wieder der Nordostpassage zu. 1872 versuchte eine österreichische Expedition unter Payer und Weyprecht, das Polarbecken zu erkunden. Ihr Schiff geriet nördlich von Nowaja Semlja in das Polareis, die Eisdrift führte es bis an das damals noch unbekannte Franz-Josephsland. Es konnte sich jedoch aus dem Eise nicht freimachen und mußte zurückgelassen werden; die Mannschaft erreichte mit Schlitten und dann in offenen Booten Nowaja Semlja. Ein Beweis dafür, wie ungünstig damals die Verhältnisse noch waren.

Der erste, dem die Durchfahrt der Nordostpassage glückte, war der aus Finnland stammende Schwede Nordenskiöld. Er umfuhr im Jahre 1878 mit seiner Vega das Kap Tscheliuskin und wurde erst kurz vor der Beringstraße im Eise festgehalten, wo er den Winter über blieb. 1879 gelangte er dann in den Stillen Ozean und um die Südspitze Asiens herum nach Europa zurück. Nordenskiölds Spuren folgten zahlreiche andere Expeditionen, die aber alle wegen der ungünstigen Eisverhältnisse überwintern mußten. So blieb Nansen mit seiner Fram im September 1893 auf seiner denkwürdigen Reise gleich östlich des Kaps Tscheliuskin stecken. Baron Toll erging es mit seiner Sarja im Jahre 1901 nicht besser; er mußte sogar westlich dieses Kaps überwintern. Später kam er auf einer Schlittenreise zur Erkundung des sagenhaften Sannikow-Landes um. 1913 versuchte Wilkitzki, von Osten her – also in entgegengesetzter Richtung – die Passage zu bezwingen, und zwar mit den Eisbrechern Taimyr und Waigatsch. Er mußte kurz vor dem Kap Tscheliuskin umkehren und entdeckte dabei das sich weit nach Norden hin erstrek-

kende Nordland. 1914 versuchte er es mit den gleichen Schiffen noch einmal, stieß auch etwas weiter vor, war aber gezwungen, zwischen dem Kap Tscheliuskin und der Mündung des Jenissej zu überwintern. Erst 1915 gelang es den Schiffen, aus den Eisfesseln herauszukommen und nach Archangelsk zu fahren. 1918 war die Reihe an Amundsen, der 1912 den Südpol erreicht hatte. Mit seiner Maud wollte er die Fahrt von Nansen über den Nordpol wiederholen; auch er blieb indessen östlich des Kaps Tscheliuskin stecken. Offenbar müssen damals die Verhältnisse sehr ungünstig gewesen sein; denn erst ein Jahr später konnte er aus dem Eis loskommen. Und schon nach einer Fahrt von elf Tagen blieb das Schiff wiederum blockiert, kam im Jahre 1920 frei, um nach weiteren fünfhundert Seemeilen zum drittenmal ein Winterquartier zu beziehen. 1921 war es möglich, das Schiff nach Seattle in den USA abzuschleppen; es hatte starke Schäden erlitten. Zu diesen Reisen kommen noch einige andere, die ebenfalls von den schwierigen Verhältnissen im Nordpolarbecken zeugen. Zum Beispiel wurde die zur Hilfeleistung an Nordenskiöld ausgesandte Jeannette unter De Long vom Eise zerdrückt, wobei die Mannschaft vor Hunger und Kälte umkam. Brussilow geriet im Jahre 1914 in das Packeis des Karischen Meeres; sein Schicksal ist unbekannt geblieben, obwohl es dem Steuermann Albanow mit einem Gefährten gelang, sich nach dem Franz-Josephsland zu retten[20].

e) Der nördliche Seeweg

Die Möglichkeit, den arktischen Ozean mit Schiffen zu umfahren, ist jetzt keine Utopie mehr, sie ist Wirklichkeit geworden. Nach dem ersten Weltkrieg begannen die systematischen Forschungsreisen der Russen, die unbedingt den nördlichen Seeweg bezwingen wollten. Schon vor dem ersten Weltkrieg war mit dem Bau von meteorologischen Stationen und Funkwarten begonnen worden, die den Schiffen im westlichen Teil des Polarbeckens, zwischen der Barents-See und der Mündung des Jenissei, den Weg weisen sollten. Jetzt wurden zahlreiche weitere Stationen gebaut, sogar auf dem Franz-Josephsland, an der Nordspitze Nowaja Semljas, auf dem Nordland und der von Eis umlagerten, schwer zugänglichen Wrangel-Insel im Osten. Anfang des Jahrhunderts hatte der Admiral Makarow mit dem nach seinen Plänen erbauten mächtigen Eisbrecher Jermak den Nordpol zu erreichen versucht, war aber unweit des Franz-Josephslandes im Eise stecken geblieben und hatte unverrichteterdinge zurückkehren müssen. Jetzt wurden noch mächtigere Eisbrecher nach dem Muster des Jermak gebaut, die den Frachtdampfern den Weg durch das Eis freihalten sollten. So ge-

lang es schließlich 1932 dem Sibirjakow als dem ersten Schiff, die Nordostpassage – allerdings nördlich des Nordlandes – in einer einzigen Schiffahrtsperiode von Westen nach Osten zu bezwingen. In den dreißiger Jahren legte der Fedor Lütke die Strecke von Wladiwostok nach Murmansk ohne Havarie zurück, und dann taten es gewöhnliche Frachtdampfer in beiden Richtungen hin. 1939 machte der mächtige Eisbrecher Joseph Stalin die ganze Strecke sogar zweimal in einer einzigen Schiffahrtsperiode, und 1940 bewältigte sie ein deutscher Hilfskreuzer. Jetzt ist der Weg ohne Überwinterung um das Kap Tscheliuskin herum für Dampfschiffe, die nicht für die Eisfahrt gebaut sind, nichts Ungewöhnliches mehr. Das wärmere Klima und die weniger dicke Eisdecke kommen diesen Fahrten zustatten, ebenso die Eisbrecher, die ja früher selber stecken blieben. Dem Knipowitsch gelang im Jahre 1932 erstmals in der Geschichte der polaren Seefahrt überhaupt die Umschiffung des Franz-Josephslandes[21].

Trotz dem wärmeren Klima, trotz der weniger mächtigen Eisdecke sind aber auch Rückschläge zu verzeichnen. Zum Beispiel konnte die Wrangel-Insel mehrfach von Schiffen nicht erreicht werden, so daß die dort überwinternden Leute mit Hilfe von Flugzeugen versorgt werden mußten. Ende der dreißiger Jahre hätte sich der Untergang des Tscheliuskin beinahe zur Katastrophe ausgewachsen: er wurde im Eise unweit der Beringstraße erdrückt, wobei über hundert Menschen längere Zeit auf dem Eise verweilen mußten, bis man sie mit Flugzeugen rettete. Es war ein kritisches Jahr für die polare Schiffahrt. Zahlreiche Dampfer blieben blockiert, darunter einige Eisbrecher. Der Sedow geriet am 23. Oktober 1937 westlich der Neusibirischen Inseln in die Eisdrift hinein und kam erst am 9. Januar 1940 bei Spitzbergen heraus: eine Wiederholung der berühmten Drift der Fram; doch war sie in Anbetracht der ständigen Verbindung mittels Rundfunk und der Lebensmittelversorgung durch Flugzeuge nicht mehr so gefahrvoll wie zu den Zeiten von Nansens Forschungsfahrt, wo man jahrelang keine Nachricht von seinem Schiffe erhalten hatte.

Das Klima ist wärmer geworden. Dies zeigt uns die polare Schiffahrt, die Möglichkeit einer regelmäßigen Verbindung mit den Mündungen der großen sibirischen Ströme, die Umschiffung des Kaps Tscheliuskin. Die früher als unbezwinglich angesehene Nordostpassage, die so viele Opfer gefordert hat, ist jetzt zu einer allerdings nicht ganz leichten, aber doch ausführbaren Fahrt geworden. Wenn der nördliche Seeweg vielleicht auch nicht sehr wirtschaftlich ist, so hat er doch für die USSR, insbesondere in Kriegszeiten, ungeheure Bedeutung. Ohne den Umstand, daß die Unterzone der Subarktis mit ihrem wärmeren Klima, ihrer ge-

ringeren und im Sommer zum Teil fehlenden Eisdecke sich weiter nach Norden hin verschiebt, wäre eine solche Entwicklung der Schiffahrt – trotz den zahlreichen technischen Hilfsmitteln der Neuzeit – aussichtslos.

7. Ergebnisse

Es unterliegt keinem Zweifel: das wärmer werdende Klima hat seit ungefähr 1920 zu einem Rückgang der Eisgrenze im nördlichen Eismeer geführt, wodurch die Schiffahrt in den nordischen Gewässern beeinflußt wurde. Dazu kommt der erhöhte Zufluß von warmem Wasser aus dem Atlantischen Ozean, so daß der Golfstrom, der sich bisher in den arktischen Gewässern in größerer Tiefe befand, näher an der Oberfläche verläuft und somit deren Temperatur beeinflußt. Die Erhöhung der Lufttemperatur, der Temperatur des aus dem Atlantischen Ozean kommenden Wassers, die verstärkte Geschwindigkeit der Meeresströmungen und damit auch des Eises – nach 1933 war sie um das Drei- bis Vierfache angestiegen[22] – sind eng mit dem erhöhten Luftkreislauf und, in engerem Sinne, mit einer Veränderung der zyklonalen Bewegung in höheren Breiten verbunden: jetzt bewegen sich die Zyklone im nördlichen Teil des Atlantischen Ozeans um viele Hundert Kilometer weiter nördlich, was sich auch in einer Wandlung der herrschenden Windrichtung äußert. So überwogen in der zwischen dem Festland und der Insel Waigatsch befindlichen Jugorschen Meeresenge bis 1920 kalte Ostwinde, seit 1920 herrschen jedoch die warmen, von Westen herkommenden Winde vor. Diese Verschiebung ist keine lokale Erscheinung. Im Osten, in der Beringstraße und im Pazifischen Ozean, läßt sich ebenfalls eine Erwärmung der Atmosphäre und des Wassers feststellen. Gleichzeitig nimmt auch in der Antarktis die Temperatur zu, obwohl wir dafür noch keine konkreten Angaben besitzen[23].

VIII. DER WASSERSTAND DER BINNENGEWÄSSER

1. Die Flüsse

Das wärmere und trockenere Klima verändert den Wasserhaushalt der Flüsse und Seen; denn die größere Verdunstung muß naturgemäß eine Verminderung der Wassermenge zur Folge haben. Die Flüsse werden wasserärmer, seichter, führen weniger Wasser ins Meer, worauf sich der Wasserspiegel geschlossener Becken senken muß. Der Salzgehalt der Meere, die – wie die Ostsee – nur durch eine schmale Enge mit dem Weltmeer in Verbindung stehen, wird steigen. Wenn sich dies so verhält, müßten wir diese Veränderungen im Kaspischen Meer, in der Ostsee, im Schwarzen Meer usw. und den dort mündenden Strömen beobachten können. Lassen sich solche Vorgänge tatsächlich nachweisen?

1947 erschien eine umfangreiche Arbeit von Dawydow[1] über den Wasserhaushalt der Flüsse der USSR, dessen Schwankungen und den Einfluß der Umweltfaktoren. Darin finden wir u. a. folgende Schlußfolgerungen: Von 1930 an hat sich der Wasserabfluß in einem großen Teile der europäischen und teilweise auch der asiatischen USSR stark vermindert. Diese Verminderung beginnt 1930 im Becken der Wolga und in deren Nebenflüssen, in der Suchona, im Don, im Tobol mit dessen Nebenflüssen und im Irtysch. Im Jahre 1931 läßt sich die Periode geringen Wasserstandes schon an der Wija, einem Nebenfluß des Ob, feststellen. 1932 macht sich die Senkung des Wasserstandes an der nördlichen Dwina und an der Petschora bemerkbar, im Jahre 1933 am Swir, 1934 an der Düna, dem Dnjepr bei Smolensk, 1936 am Pripjet, am Sosh, am Dnjepr bei Kijew, 1938 am Syr-Darja. An einer anderen Stelle erwähnt der Verfasser, daß das Fallen des Wasserstandes der Flüsse im Süden früher zu beobachten war als im Norden. Für den nördlichen Teil der Ostsee können wir die Jahre 1935 bis 1936 als Beginn des geringeren Zuflusses ansehen, für die bei Riga mündende Düna das Jahr 1934. Dies stimmt vollständig mit dem von uns noch zu besprechenden größeren Salzgehalt der Ostsee von 1936 bis 1938 überein. Die Abnahme der Wasserführung der Flüsse Nordosteuropas war in den Jahren 1936 bis 1938 besonders ausgeprägt, so daß sogar ein Sinken des Wasserspiegels großer Seen wie des Onegasees[2] beobachtet werden konnte. In Schweden weisen die Flüsse ebenfalls eine kleinere Wasserführung auf.

Das Fallen der Wassermenge läßt sich aber auch in Westeuropa nachweisen. So verminderte sich zwischen 1932 und 1936 der Wasserstand der in die Nordsee mündenden Flüsse derart, daß im Laufe dieser

fünf Jahre in allen Buchten der Nordsee und sogar bei Helgoland der Salzgehalt an der Oberfläche höher als das Mittel war.

Die Tiefe der Flüsse wird also geringer, und die Stärke der Strömung geht zurück. Gleichzeitig nimmt die Länge der Wellen ab. Die Krümmungen und Windungen verändern sich, der Fluß wechselt seine Form: er paßt sich den neuen Verhältnissen und der neuen Landschaftszone an, in die er allmählich infolge der Änderung des Klimas hineingerät.

2. Die Seen

Der Wasserstand der Seen ist ein weiteres Hilfsmittel zur Beurteilung einer Klimaänderung; denn wird das Klima wärmer und trockener, steigt auch die Verdunstung im Inneren des Festlandes, die Flüsse führen weniger Wasser, und der Wasserspiegel der Seen fällt. Wir haben bereits solche Fälle erwähnt. Am augenfälligsten sind die Veränderungen natürlich bei abflußlosen Seen. Bei anhaltenden Verhältnissen befinden sich Wasserzufuhr und Verdunstung im Gleichgewicht. Eine zeitliche Veränderung des Wasserstandes wird demnach – falls nicht Wandlungen im Untergrund infolge von Hebungen und Senkungen eingetreten sind – als Maß für den Unterschied zwischen Zufuhr und Verdunstung aufgefaßt werden müssen. Ein geringer, doch viele Jahrzehnte andauernd zugeführter Mehrbetrag als Folge größerer Niederschläge wird ein fortgesetztes Ansteigen des Wasserspiegels hervorrufen sowie eine Vergrößerung der Wasseroberfläche, vorausgesetzt daß die Ufer nicht senkrecht abfallen. Das neue Gleichgewicht wird naturgemäß dann eintreten, wenn die durch die vergrößerte Oberfläche bedingte größere Verdunstung die vermehrte Wasserzufuhr ausgleicht. Dies kann zuweilen sehr lange währen, so daß sich auch kleine Wirkungen der einzelnen Jahre in eindrucksvollen Schwankungen des Seespiegels äußern.

Ist das Einzugsgebiet eines Sees sehr groß, so kommt es vor, daß man am Wasserspiegel nicht einmal bestimmen kann, ob die Zufuhr steigt oder fällt. Zum Beispiel kann eine einheitliche Klimaänderung im oberen Hauptteil des Flusses einen übernormalen Niederschlag und daher auch eine vergrößerte Wasserzufuhr bewirken, während im Unterlauf, bei seiner Mündung in den See, der verringerte Niederschlag und die vermehrte Verdunstung bestehen bleiben mögen. Die Höhe des Wasserstandes ist dann nur das Ergebnis des Unterschieds zwischen einem vermehrten Wasserzufluß und einer vermehrten Verdunstung. Dies läßt sich zum Beispiel am Kaspischen Meer beobachten.

Bedeutend weniger eindrucksvoll sind die Auswirkungen einer abnorm trockenen Periode auf Seen mit Abfluß wie den Bodensee. Hier

tritt das Gleichgewicht ein, wenn Zufluß und Abfluß plus Verdunstung gleich sind. Ist aber die Oberfläche des Sees nicht allzu groß und der Zufluß reichlich, so kann die Verdunstung anfänglich unbeachtet bleiben; im Gegensatz zu den abflußlosen Seen stellt sich das Gleichgewicht sehr rasch ein. Große Schwankungen des Seespiegels können nicht auftreten, und die Beträge müssen daher genau vermessen werden, wenn sie zur Beurteilung der Niederschläge dienen sollen. Solche fortlaufende Messungen werden allein schon aus dem Grunde notwendig sein, weil die Schwankung der jährlichen Höhe des Seespiegels um ein Mehrfaches größer sein kann als dessen säkulare Schwankung. Wir sehen also, daß es nicht immer leicht ist, aus dem wechselnden Wasserstand eines Sees auf eine Klimaänderung zu schließen.

Von allen abflußlosen Seen ist das Kaspische Meer am gründlichsten untersucht worden; vereinzelte Berichte über die Höhe des Wasserspiegels reichen bis weit ins Mittelalter zurück. Brückner gibt in seinem bekannten Buch über Klimaschwankungen seit 1700 folgende Werte für den Wasserstand dieses großen Sees[3]:

Jahr:	Wasserstand in m:	Jahr:	Wasserstand in m
915	+ 8.8	1843–1846	– 0.59
12. Jahrhundert	– 4.2	1847	– 0.22
1306–1307	+ 11.2	1851–1855	– 0.21
1638	+ 4.9	1856–1860	– 0.27
1715–1730	+ 0.3	1861–1865	– 0.19
1730–1740	relativ hoher Stand	1866–1870	+ 0.19
1809–1814	relativ hoher Stand	1871–1875	+ 0.17
1816	+ 2.4	1876–1880	+ 0.53*
1830	+ 0.4	* nur 2 Jahre Baku.	

Doch werden diese Zahlen mit den außerordentlich großen Wasserstandsänderungen – zum Beispiel findet vom 12. Jahrhundert bis 1306/7 ein Anstieg von nicht weniger als 15.4 m statt – nach den neuesten Untersuchungen des russischen Geographen Berg[4] nicht mehr aufrechterhalten. Die Werte für die Jahre 1851 bis 1880 sind unsicher. Dies zeigt nur, wie vorsichtig man sein muß, wenn man frühere Angaben über den Wasserstand eines Binnengewässers als Belege von Klimaänderungen benutzen will. Jedenfalls ergibt sich ein Tiefstand des Wasserspiegels vor 1600. Dann begann ein langsamer Anstieg bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts und daraufhin eine rasche Erhöhung bis zum Höchststand etwa um 1800. Nachher folgte wieder ein allmähliches Zurück-

gehen auf den gegenwärtigen Tiefstand. Besonders stark sank der Spiegel seit 1930.

Beobachtungen an einer Reihe meteorologischer Stationen im Einzugsbecken des Kaspischen Meeres von 1881 bis 1905 und 1906 bis 1930 (Astrachan bis Perm, Moskau, Kasan usw.) wiesen eine Zunahme der mittleren Jahresniederschläge nach, während der Wasserspiegel des Meeres von 381.6 cm in den Jahren 1881 bis 1890 auf 289.7 cm in den Jahren 1921 bis 1930 sank. Dieser Gegensatz ist nach Wagner so zu erklären, daß auch die Verdunstung, sei es an der Wasseroberfläche, sei es im ganzen Einzugsgebiet, zugenommen hat, und zwar stärker als die Niederschläge. Da indessen die Niederschläge vor allem im Winter eine Zunahme erfuhren, im Sommer dagegen fast gleich blieben, und da die Verdunstung außerdem hauptsächlich auf die warme Jahreszeit entfällt, hat die Annahme die größte Wahrscheinlichkeit für sich, daß im ausgedehnten Einzugsgebiet im Norden die Verdunstung normal geblieben ist, daß sie aber am Meer selbst zugenommen hat, vielleicht in der südlichen Hälfte dieser ungeheuren, 1200 Kilometer langen Wasserfläche mehr als in der nördlichen. Dieses entgegengesetzte Verhalten – *im Norden feuchter, im Bereich des Meeres hingegen trockener* – ist jedoch gerade bei einer einheitlichen Zunahme der allgemeinen Luftzirkulation zu erwarten. Das Kaspische Meer einerseits und sein Einzugsgebiet anderseits gehören Gegenden an, die auf Klimaänderungen entgegengesetzt reagieren, und die beobachteten Schwankungen des Meeresspiegels sind nur das Ergebnis zweier Wirkungen: die Verdunstung im Meere überwiegt gegenüber dem Niederschlag im Einzugsgebiet. So kommt man auf Grund des wechselnden Seespiegels zu folgendem Bild: Vor 1600 besteht eine große Intensität der allgemeinen Luftzirkulation, dann nimmt sie anfangs allmählich, nach der Mitte des 17. Jahrhunderts rascher ab; es folgt ein Tiefstand um 1800, und seither ist bis zur Gegenwart wieder eine Zunahme zu verzeichnen. Die selben Schlüsse kann man auch aus den noch zu besprechenden Schwankungen der Gletscher ziehen, für die Zeit seit 1800 ebenso aus den Aufzeichnungen der meteorologischen Stationen. Weitere Untersuchungen stellten das Ausmaß dieses Jahresdefizites im Wasserhaushalt des Kaspischen Meeres fest. In den Jahren 1878 bis 1945 betrug es durchschnittlich 13.7 cbm bei einer Senkung des Wasserspiegels um 34 mm. Das Absinken war in den Jahren 1932 und 1940 besonders stark, so daß der damals begonnene Bau eines Elektrizitätswerkes an der Wolga bei Kriegsbeginn zeitweilig eingestellt werden mußte[5].

Ein anderer abflußloser See, das Tote Meer, weist – oder wies wenigstens bis vor kurzem – eine Erhöhung des Wasserspiegels auf, deren

Ursache die größeren Niederschläge im Libanon sind: er ist seit 1810 bis zu Beginn unseres Jahrhunderts um rund acht Meter angestiegen.

Zahlreiche abflußlose Seen in Afrika deuten hingegen auf eine Zunahme der Trockenheit hin. In Ostafrika nimmt die Austrocknung katastrophale Formen an. Der Wasserstand des großen Viktoria Nyanza sank zwischen 1932 und 1945 um dreieinhalb Meter, der des Navaskasees bei Nairobi seit 1917 um zehn Meter. Der Nakorosee trocknete ganz aus, der früher drei Meter tiefe Elementeitasee hat jetzt nur ein Meter Tiefe. Auf dem Kogasee mußte der Bootverkehr eingestellt werden. Dies sind Tatsachen, die nicht durch einen Kultureinfluß oder den Wasserbedarf auf den Plantagen erklärt werden können. Daß hier eine Änderung des Klimas mitspielt, ersieht man daraus, daß auf der Bahnstation Navaska die mittlere Niederschlagsmenge von 828 mm in der Zeit von 1905 bis 1914 auf 525 bis 526 mm in der Zeit von 1936 bis 1945 gefallen ist, das heißt um 36% im Laufe von dreißig Jahren. Auch in anderen Weltteilen, in Südamerika und Australien, ist eine Austrocknung seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts zu beobachten[6].

Was die Seen mit Abfluß anbelangt, so reichen die Messungen am Bodensee und Genfersee am weitesten zurück, doch sind die Abweichungen vom Mittel sehr klein, die des Bodensees geringer als die des Genfersees. Es läßt sich eine allmähliche Zunahme des Wasserstandes erkennen, der durch ein Sinken in den Jahren 1856 bis 1860 unterbrochen wurde, als in Mitteleuropa kontinentalere Verhältnisse mit verringerten Niederschlägen herrschten und der Neusiedlersee in Österreich austrocknete. Diese Beobachtungen beziehen sich jedoch nur auf die Zeit bis 1885[7].

3. Das Gefrieren der Binnengewässer

Die umfangreichsten hierher gehörenden Untersuchungen wurden in Rußland für den Zeitraum 1706 bis 1879 angestellt[8]. Der Durchschnitt von elf Stationen ergab folgende zwanzigjährige Mittel für die jährliche Dauer der Eisfreiheit in Abweichung vom Gesamtmittel:

1706–1725	+ 4.6	1806–1825	– 1.9
1726–1745	– 2.3	1826–1845	– 1.2
1746–1765	+ 0.6	1846–1865	+ 0.4
1766–1785	+ 1.5	1866–1879	+ 3.7
1786–1805	– 2.2		

Im Einklang damit, daß seit etwa 1800 die Winter wärmer geworden sind, nimmt die Dauer der Eisfreiheit ständig zu. Wir entnehmen einer

Untersuchung von Sokolow[9] über die Dauer der Eisbedeckung der Newa in den Jahren 1711 bis 1950, daß der mittlere Beginn des Eisganges in den Jahren 1911 bis 1950 um 14 Tage später eintrat als in den vorhergehenden 200 Jahren und der Schluß der Eisbedeckung in der gleichen Periode um 7 Tage früher eintrat, das heißt, daß die Dauer der Eisbedeckung jetzt drei Wochen kürzer ist. Ähnliches läßt sich auch am Kallavesi-See in Finnland beobachten, für den Angaben aus einem Zeitraum von 120 Jahren vorliegen. In Mitteleuropa tritt der geringeren Winterkälte wegen diese Erscheinung weniger auf.

IX. DER SALZGEHALT DER OSTSEE UND DEREN FAUNA

1. *Änderung des Salzgehaltes*

Eine Folge der Klimaverbesserung ist der erhöhte Salzgehalt derjenigen Meere, die – wie die Ostsee, das Schwarze und das Mittelländische Meer – nur durch eine schmale Enge mit den Ozeanen in Verbindung stehen. Über die Ostsee, die einzig durch das Kattegatt und das Skagerrak mit der Nordsee zusammenhängt, besitzen wir interessante Untersuchungen.

Wie wir gesehen haben, führen die dort mündenden Flüsse weniger Wasser mit sich als früher, was sich auf den Salzgehalt auswirken muß. Er ist recht niedrig und nimmt von Westen nach Osten hin stark ab: im Westen bei Lübeck beträgt er 1.2%, bei Rügen 0.8%; im äußersten Zipfel des Finnischen Meerbusens, an der Mündung der Newa, oder am Nordende des Bottnischen Meerbusens, dort wo die großen Ströme Finnlands und Schwedens einmünden, können wir geradezu von Süßwasser im Meer sprechen, da die Salzmenge kaum zu spüren ist. Durch die Meerengen zwischen den dänischen Inseln strömt der Ostsee aus dem Ozean ständig Salzwasser zu; anderseits erhält sie in großem Ausmaß süßes Wasser aus den zahlreichen Flüssen und Strömen, bis sich ein gewisses Gleichgewicht einstellt. Bei starken Westwinden steigt die Menge des salzigen Wassers in den westlichen Teilen der Ostsee. Der Zustrom muß auch wachsen, wenn als Folge der Klimaänderung die Wassermenge der Flüsse abnimmt, was in den letzten Jahrzehnten eingetreten ist[1]. Dies wird durch Untersuchungen in Schweden, Polen, Deutschland und der Sowjetunion, also in den an die Ostsee grenzenden Ländern, bestätigt. Der Schwede Alander[2] stellte fest, daß bei der dänischen Insel Bornholm der Salzgehalt in einer Tiefe von achtzig Metern während der letzten achtzig Jahre seinen Höhepunkt erreichte. 1938 verringerte er sich ein wenig, um dann 1939 wieder anzusteigen. Sehr hoch war er auch im Jahre 1943, und 1946 wurde ein bis dahin noch nie beobachteter Prozentsatz gemessen. Im mittleren Teil der Ostsee konnte eine Zunahme in den Jahren 1938, 1940 und 1943 vermerkt werden, ebenfalls im Bottnischen Meerbusen in den Jahren 1940 und 1943. Ein anderer Forscher berichtet, daß der Salzgehalt in der Danziger Bucht 1937 sein Maximum im Vergleich mit den vorangegangenen 20 bis 25 Jahren erreichte. Doch 1938 erfolgte ein weiterer Anstieg um 0.112%.

2. *Tierwelt und Salzgehalt*

Ein Steigen des Salzgehaltes muß den Bestand der Lebewesen des Meeres beeinflussen[3]. In den dänischen Gewässern sieht man dies schon bei starken Weststürmen oder lange anhaltenden Westwinden. So laichte nach einem beträchtlichen Zuströmen von Salzwasser aus dem Ozean der Dorsch im Kattegat, und die Brut gelangte durch die dänischen Meerengen in den westlichen Teil der Ostsee, wo sie sich gut entwickelte. Deshalb stieg der bis dahin unbedeutende Ertrag der Fischerei im westlichen Teil der Ostsee im Januar/Februar 1926 auf 500 Tonnen; dann fiel er freilich wieder, da der Dorsch in die Nordsee zurückwanderte. Bei einem besonders starken Zustrom von Salzwasser macht sich das Auftreten von Fischen aus der Nordsee sogar in den östlichen Teilen der Ostsee bemerkbar. Zum Beispiel erschien im Jahre 1936 die Makrele *(Scomber scombrus)* an den Küsten Finnlands, was mit einem Zyklon in Verbindung gebracht wird, der 1935 vom 9. bis 21. September über Nordwesteuropa herrschte. Doch alle aus der Nordsee stammenden Tiere verschwanden nach einem kürzeren Aufenthalt, meist nach einem bis zwei Jahren, was als Folge unperiodischer Schwankungen des Salzgehalts zu bewerten ist.

In den letzten fünfzehn bis zwanzig Jahren tauchen indessen in der Ostsee die typischen Vertreter der Hochsee, der Fauna des Weltmeeres, in immer größerer Menge auf. Sogar im mittleren und östlichen Teil erscheinen Arten, die hier vordem nie beobachtet wurden, andere, die früher nur vereinzelt oder selten vorkamen, findet man in riesiger Zahl. Man kann sogar feststellen, daß manche Arten ihr Verbreitungsgebiet nach Osten und Norden hin vergrößern und hier sogar laichen, wie es zum Beispiel beim Kabeljau und beim Hering der Fall ist. Im Zusammenhang damit steht die Tatsache, daß der Ertrag des Kabeljaufangs in der Ostsee von 1937 an überaus gestiegen ist. Alle diese Erscheinungen, deren Grund in einer Abweichung des bisherigen hydrologischen Charakters dieses Meeresbeckens zu suchen ist, lassen sich nur schwer allein durch so allgemeine Ursachen wie die Verstärkung der Westwinde im Bereich der dänischen Inseln und damit durch einen erhöhten Salzgehalt erklären, sondern dürften mit dem verringerten Zustrom von Süßwasser aus den Flüssen im Zusammenhang stehen.

Das Auftreten einer Reihe von höheren und niederen Tieren kann als Bestätigung der Veränderungen des Salzgehalts der Ostsee dienen. Der schon erwähnte, in den Gewässern der borealen und subarktischen Zone weit verbreitete Kabeljau befindet sich in der Ostsee an der Grenze seiner Verbreitung. Die örtliche Art lieferte bisher nur geringe Fänge,

die in den Jahren 1930 bis 1936 bloß 5% des Gesamtertrages an Fischen der Ostsee ausmachten. Von 1937 an stiegen hingegen die Erträge stark an, sie betrugen in den Jahren 1937 bis 1940 im Mittel 377.9 Zentner gegen nur 72.5 Zentner im Zeitraum von 1930 bis 1936. Insbesondere in der Gegend der Senke bei der Insel Gotland scheint das Gebiet, in dem der Kabeljau laicht, größer geworden zu sein. Er ist jetzt auch im nördlichsten Teil des Bottnischen Meerbusens verbreitet, wo er ehedem fehlte, und an der schwedischen Küste, wo in früheren Jahren nur einige wenige Tonnen gefangen wurden, zählte man 1942 bereits 350 Tonnen. Im Rigaschen Meerbusen läßt sich seit 1936 ebenfalls ein Ansteigen der Erträge feststellen. Vor 1949 wurden hier nur ganz vereinzelte junge Kabeljaus gefangen, und auch dies erst seit 1937. 1949 fing man schon bedeutendere Mengen von acht bis zwanzig Zentimeter Länge, was mit der größeren Laichmöglichkeit für diesen Fisch im Rigaschen Meerbusen im Vergleich zu früheren Jahren in Verbindung gebracht wird.

Die Sprotte *(Spratella sprattus baltica)* erscheint in immer zunehmendem Maße in den östlichen Teilen der Ostsee. Im Rigaschen Meerbusen fing man sie seit 1927, und zwar fast ausschließlich im Herbst, von 1940 an jedoch auch im Frühling, Sommer und sogar im Winter. Im Frühling 1947 und 1948 beobachtete man zum Beispiel früher nie dagewesene Schwärme. Bis vor kurzem laichte dieser Fisch nur westlich des Rigaschen Meerbusens, jetzt aber in diesem Busen selbst. Er taucht nun auch weiter im Osten auf, man findet ihn sogar in der Narwaschen Bucht und an andern Stellen des Finnischen Meerbusens.

Der Anchovis oder die Sardelle war bis vor wenigen Jahren eine große Seltenheit im südlichen Teil der Ostsee, doch werden jetzt bei Lübeck bis zu 150 Kilo je Fischerboot gefangen; einzelne Exemplare fand man 1934 sogar an den Küsten von Lettland. Auch die Makrele gehörte seinerzeit zu den seltenen Fischen, und nun taucht sie in immer größerer Menge nicht nur im westlichen, sondern auch im östlichen Teile auf. Sie erschien 1932 schon in den Buchten von Narwa und Luga des Finnischen Meerbusens, und 1936 wurde die bis dahin höchste Zahl – neunzig Stück – an den Küsten Finnlands gefangen. Genau so verhält es sich beim Hornhecht *(Belone belone)*, einem langen, schmalen Fisch, der in allen europäischen Meeren vorkommt. Daß er indessen in den letzten Jahren im östlichen Teil der Ostsee auftritt, wird von Berg ebenso wie das Erscheinen der Sprotte als eine Folge des wärmeren Klimas gedeutet, von anderen aber als eine Folge des höheren Salzgehaltes oder vielleicht der beiden Faktoren zusammen. Wenn die Belone des wärmeren Klimas wegen im Weißen Meere erschien, so spielt in der Ostsee sicher

auch der Salzgehalt eine große Rolle, denn es wurde kein direkter Zusammenhang zwischen der Wassertemperatur und dem Auftreten dieser Fische festgestellt.

Die dem Heilbutt (Riesenscholle) nahestehende Rauhe oder Falsche Scholle *(Drepanopsetta platessoides)* ist vor allem in der mittleren und nördlichen Nordsee verbreitet. In der letzten Zeit wurde sie jedoch im westlichen Teil der Ostsee gefangen, und Jungbrut wurde im Jahre 1937 in größerer Menge im Fehmarn-Belt beobachtet, wohin sie wahrscheinlich aus dem Kattegat gelangt war. Der Salzgehalt stieg hier damals auf 2.9 bis 3.1% in einer Tiefe von zwanzig Metern.

Damit ist aber das Vorkommen von Nordseefischen in der Ostsee nicht erschöpft. Es tauchen immer wieder neue Arten auf – teils im erwachsenen, teils im Jugendstadium –, die vormals fehlten und die als Beweis für die veränderten Lebensbedingungen gelten können. Und neben den Fischen sind es noch andere Tiere des Meeres, zum Beispiel ein dem Flunder als Nahrung dienender Flohkrebs, eine Amphipode *(Bathyporeia pilosa)*, die jetzt in den westlichen Teilen des Rigaschen Meerbusens häufig vorkommt, früher dagegen nur weiter im Westen auftrat. Dann sind es zahlreiche Organismen des Zooplanktons, jene kleinen, frei im Wasser schwimmenden Lebewesen, die eine so große Bedeutung als Nahrung für zahlreiche Fische haben. Da ist die glasartige, durchsichtige *Sagitta*, ein Pfeilwurm, der 1949 unfern der Küste Lettlands gefangen wurde, ferner eine zu den Copepoden, den Ruderkrebsen, gehörende Art, der *Calanus finmarchicus*, der einen wesentlichen Bestandteil der Nahrung des Grönlandwales ausmachen soll. Bis jetzt wurde er in der Ostsee nur bis Bornhom festgestellt, 1949 erstmalig zwischen Gotland und der lettischen Küste[4].

Zu den Tieren, die sich in der Ostsee infolge des erhöhten Salzgehaltes ausbreiten, gehört auch die Ohrenqualle *(Aurelia aurita)*. Ursprünglich kam sie bloß in der südlichen Hälfte der Ostsee regelmäßig vor, und auch da in größerer Menge einzig in den westlicheren Teilen. Im Finnischen Meerbusen wurde sie – wie der finnische Forscher Levander im Jahre 1899 berichtet – nur sehr sporadisch beobachtet. Östlich von Helsingfors schien sie sich überhaupt nicht zu zeigen. Doch 1940 wurde sie bei Kotka, also bedeutend weiter im Osten, bemerkt. Jedenfalls ist aus verschiedenen Berichten zu entnehmen, daß sich die Ostgrenze der Verbreitung der Ohrenqualle seit ungefähr 1940 in erheblichem Maß nach Osten verschoben hat – im Laufe von ungefähr zehn Jahren um etwa fünfzig Kilometer – und daß das Tier in andern Teilen seines Lebensbereiches in viel größeren Mengen anzutreffen ist. Besonders seit 1949 wurde es an Stellen im östlichen Teil des Finnischen Meerbusens beob-

achtet, wo es früher überhaupt nie gesehen worden war. Verbindet man die Stellen gleichen Salzgehaltes miteinander, so sind die auf diese Weise erhaltenen Isohalinen an der Wasserfläche um 1940 herum gegen achtzig Kilometer nach Osten gerückt. Darin ist auch die Erklärung der Wanderung der Ohrenqualle zu suchen. Immerhin ist es nicht eine selbsttätige Fortbewegung; sie geht mit Hilfe einer Meeresströmung an der nördlichen, das heißt finnischen, Küste des Finnischen Meerbusens vor sich[5].

Auch in dem aus mikroskopischen Pflanzen bestehenden Phytoplankton des Meeres sind neuerdings Formen gefunden worden, die bisher in der Ostsee fehlten oder aber nur in deren allerwestlichsten Teilen vorkamen.

X. DIE GLETSCHER

1. Einleitung

Als einer der beliebtesten Beweise für eine Klimaänderung werden die Gletscher herangezogen. Nun hängt der Rückgang oder Vorstoß eines Gletschers nicht allein von der sich ändernden mittleren Temperatur der Gegend ab, sondern auch von der Menge der Niederschläge; bei zunehmender mittlerer Temperatur und steigender Niederschlagsmenge kann es sogar geschehen, daß er nicht abnimmt, sondern zunimmt. Auf jeden Fall hängt der Grad der Vergletscherung außer von der allgemeinen Gestaltung der Gebirge und deren Höhe auch von der Landschaftszone ab, worin der Gletscher gelegen ist. Gerät er infolge zunehmender Wärme in den Bereich einer Zone, die früher weiter im Süden lag, so muß die Höhe der Schneegrenze ansteigen und der Grad der Vergletscherung bei gleichbleibender Niederschlagsmenge geringer werden.

Der bekannte schwedische Gletscherforscher H. Ahlmann[1] untersuchte das Verhalten der Gletscher an den nordatlantischen Küsten und gab daraufhin interessante Aufschlüsse über das Problem des Vorrückens und des Rückganges in der nördlichen Hemisphäre während der Postglazialzeit sowie über dasjenige der Ursachen von Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die beiden Probleme hängen eng zusammen, so daß wir bei der Darstellung der Ansichten Ahlmanns wie auch anderer Forscher Fragen berühren müssen, die sich nicht nur mit dem wechselnden Stand der Gletscher befassen, sondern auch andere, die Klimaänderungen betreffende behandeln. Ahlmann weist darauf hin, daß das Zurückweichen und die Vorstöße der Gletscher mit der Sonnenstrahlung und mit der Temperatur der Luft in Zusammenhang stehen. Die höhere Lufttemperatur infolge der gegenwärtigen Klimaänderung bewirkt das starke Schmelzen der Gletscherränder. Die Klimaschwankungen hingegen werden nicht durch Schwankungen der Sonnenradiation hervorgerufen, sondern durch solche der Luftzirkulation zwischen dem Äquator und dem Pol. Wir haben übrigens die Bedeutung der Luftzirkulation schon früher erwähnt. Die Klimaänderung der Gegenwart ist durch eine verstärkte Luftzirkulation bedingt. Daß die Sonnenstrahlung dabei keine oder nur eine untergeordnete Rolle spielt, ersieht man aus Messungen, die in den USA durchgeführt wurden und wonach sie sich nicht geändert hat.

Die Mitteltemperaturen in den Tropen weisen von Jahr zu Jahr nur geringe Schwankungen auf, im Gegensatz zu nördlicheren Gebieten, wo – wie wir gesehen haben – in letzter Zeit ein starkes Ansteigen der

Mitteltemperatur beobachtet wurde. Gleichzeitig hat sich die Südgrenze des Treibeises um mehrere hundert Kilometer zurückgezogen. Bei dem Fehlen andauernder Schwankungen in der Sonnenstrahlung kann diese Erscheinung nur mittels einer vermehrten Wärmezufuhr aus niederen Breiten erklärt werden. Die gegenwärtige Lufttemperatur in den im Norden gelegenen Gegenden wird in hohem Grade durch die Ausdehnung der mit Schnee und Eis bedeckten Flächen bestimmt. Eine Schneedecke kann nämlich auf dreierlei Weise die Temperatur beeinflussen: sie strahlt bis zu 80% der auf sie fallenden Sonnenstrahlen zurück; sie begünstigt das Auftreten von Antizyklonen mit klarem Himmel, wobei sie selber Wärme ausstrahlt; und schließlich isoliert sie die Oberfläche von der Wärmeleitung des unter ihr befindlichen Landes oder Wassers. Die Lufttemperatur oberhalb eines großen schwimmenden Eisfeldes kann um zwanzig bis vierzig Grad niedriger sein als die Temperatur der entsprechenden Wasserfläche.

Die Zirkulation der Luft auf der Erde wird durch die Temperaturunterschiede zwischen hohen und niedrigen Breiten aufrechterhalten, und je größer dieser Unterschied ist, desto stärker wird die Zirkulation. Dabei ist die Wärmezufuhr durch Winde und ozeanische Strömungen der Stärke der Zirkulation proportional, das heißt, wenn die Temperaturunterschiede ansteigen, läßt sie die vermehrte Wärmezufuhr desto schneller wieder herabsinken. Diese erhöhte Zirkulation der Atmosphäre und auch der Hydrosphäre (des Wassers) macht sich auch sonst bemerkbar. Zum Beispiel ging die Eisdrift des Sedow in den Jahren 1937 bis 1940 (siehe oben) anderthalbmal schneller vor sich als die Eisdrift der Fram in den Jahren 1893 bis 1896. Auch war 1939 die Temperatur der Luft um 6° höher als während der Drift der Fram. Man könnte auf den ersten Blick hin glauben, eine jede Klimaveränderung gehe auf einer größeren Fläche von selbst vor sich; denn bei der Voraussetzung, daß die Stärke der atmosphärischen Zirkulation wächst, müssen auch die Temperaturen in der Arktis ansteigen. Deshalb verkleinert sich aber die mit Eis und Schnee bedeckte Fläche, und dadurch wird eine weitere Erhöhung der Temperatur hervorgerufen, wobei die treibende Kraft der Zirkulation geschwächt und die Zufuhr an warmer Luft und an warmem Meereswasser vermindert wird. Infolgedessen fällt die Temperatur wieder. Als Ergebnis treten Klimaschwankungen mit Perioden von zehn Jahren auf. So läßt sich in der Arktis im Laufe von zehn Jahren eine Schwankung der Eisbedeckung und der Temperatur beobachten, und ihr ist eine längere und weitere Schwankung übergelagert. Wir müssen bedenken, daß die Winde, die von niederen in höhere Breiten wehen, nicht nur Wärme, sondern auch Feuchtigkeit mit sich bringen. Daher

könnte man erwarten, daß eine stärkere Zirkulation einen erhöhten Schneefall im Winter bedingt und daß dadurch die stärkere Abschmelzung wettgemacht wird. Doch stellte Ahlmann fest, daß die Schwankungen im Schneefall auf den Haushalt der Gletscher während des letzten Rückganges keinen merkbaren Einfluß ausgeübt haben, daß nämlich der stärkere Schneefall während einer Reihe milder Winter durch kürzere Perioden des Schneefalls ausgeglichen wurde. Alles zusammengenommen, ist nach Ahlmann der Rückgang der Gletscher hauptsächlich auf eine Verlängerung der Zeit des Abschmelzens im Frühling und Sommer zurückzuführen.

Der englische Forscher Brooks[2], dem wir hier folgen, ist der Ansicht, der sich sozusagen selbst regulierende Mechanismus der atmosphärischen Zirkulation sei nicht als einziger Grund des Vor- und Rückschreitens der Gletscher anzusehen, sondern es müßten noch verschiedene andere Ursachen vorliegen, die eine automatische Umkehrung nach einigen Jahren verhinderten. Er sieht diese Ursachen in der sogenannten polaren Front, der beweglichen Grenzscheide zwischen den Ostwinden in der Arktis und den mäßig warmen Westwinden der gemäßigten Breiten. Diese polare Front ist der Sitz der zyklonalen Tätigkeit, und deren mittlere Lage bestimmt die Wetterzonen. Nach Norden hin herrschen östliche Winde vor, über England sind es Winde, die von WSW wehen; doch war das in früheren Jahrhunderten nicht immer so. Je nachdem, welche Winde vorherrschen, läßt sich ein Vor- oder Rückschreiten der Gletscher beobachten. Dies ersieht man aus folgender Zusammenstellung, die wir Brooks entnehmen:

Zeit:	Stand der Gletscher:	Wind in England:
14. Jh.	gering	WSW ständig, wahrscheinlich stark
frühes 17. Jh.	Vorrücken	wechselnd, E-Winde häufig
ungefähr 1700	Rückzug	WSW, meist ständig
ungefähr 1750	Vorrücken	wechselnd, E-Winde häufig
spätes 18. Jh.	Rückzug	SSW, sehr ständig
frühes 19. Jh.	Vorrücken	wechselnd, E-Winde häufig, besonders 1794 bis 1810
ungefähr 1825	Rückzug	SW ständig
Mitte des 19. Jh.	Vorrücken	SW, mehr wechselnd
20. Jh.	starker Rückzug	WSW stark, ständig

Der Rückzug der Gletscher hängt mit den ständigen, von WSW kommenden Winden zusammen, das heißt mit der mehr nördlichen Lage der Polarfront, und ihr Vorstoß mit veränderlichen oder auch von Osten wehenden Winden, das heißt mit einer mehr südlichen Lage der Polarfront. Glaziologische Untersuchungen zeigen, daß das ganze nördliche atlantische Gebiet den gleichen Bedingungen untersteht, da das Vorschreiten und die Rückzüge der Gletscher ziemlich gleichzeitig in Island, Ostgrönland, Norwegen, Schweden, Spitzbergen und auch in anderen Teilen der Welt beobachtet werden können. Übrigens fällt der letzte Rückzug der Gletscher mit einem gleichzeitigen Zurückweichen der Treibeisgrenze in der Arktis zusammen.

Vor ungefähr 1600 waren die Gletscher im Norden noch klein, einige davon existierten wahrscheinlich überhaupt nicht. Offenbar lag damals die Treibeisgrenze hoch im Norden, denn der Kältepol war sehr klein, die Bahnen der Depressionen lagen weit im Norden, und die daraus folgende Menge kalter und warmer Luft sowie der Zustrom warmen Wassers nach Norden hin bedingten in der Arktis ein verhältnismäßig mildes Klima. Im späten 16. und frühen 17. Jahrhundert bewirkten die ständigen atmosphärischen Schwankungen eine Reihe kalter Jahre, und die Treibeisgrenze begann sich auszubreiten. Diese Ausbreitung setzte die Temperatur herab und begünstigte ein noch stärkeres Vorrücken der Treibeisgrenze. Der verminderten Abschmelzung wegen dehnten sich die von den Bergen kommenden Gletscher aus. Dieser Vorgang hielt so lange an, bis sich das Gebiet der Arktis nicht mehr weiter vorschieben konnte, das heißt, bis der Kältepol nicht mehr imstande war, sich weiter in die Zone der gemäßigten Westwinde auszubreiten. Dieses Maximum wurde nach Brooks im 17. Jahrhundert erreicht. In diesem Zustand ist die Treibeisgrenze gegen kleine Temperaturschwankungen sehr empfindlich und bewegt sich daher nach Süden und Norden über eine ganze Anzahl Breitengrade hinweg; doch bleibt ein mehr oder weniger fester großer Kern erhalten, von wo aus sie nach einem jeden Rückzug wieder vorstoßen kann. Solange dieser Rückzug nicht jenseits einer bestimmten Grenze erfolgt, kann die Packeisgrenze ohne Schwierigkeiten weiter vorrücken, wenn es die klimatischen Bedingungen erlauben. Dies scheint vom frühen 17. bis zum 19. Jahrhundert der Fall gewesen zu sein. Als dann aber in den ersten Jahren des 20. Jahrhunderts jene Grenze erreicht wurde, besaß das Eis nicht mehr Kraft genug, um eine ausgedehnte Polarfront aufrechtzuerhalten. Unter dem Einfluß der milden WSW-Winde überschritt der Betrag des Abschmelzens die Akkumulation, und damit begann ein geradezu katastrophaler Rückgang der Gletscher, wie wir ihn jetzt beobachten können. Gegen-

wärtig befinden wir uns im Stadium unbeständiger Eiskappen und Gletscher. Wir haben nur geringe Kenntnis von der Ausdehnung der Treibeisgrenze vor dem 19. Jahrhundert. Die Reisen der Normannen in Grönland in den ersten Jahrhunderten des Mittelalters beweisen jedoch, daß bis gegen 1300 die Ostgrönlandströmung weniger Eis enthielt. Ferner zeigen glaziologische Untersuchungen, daß ausgedehnte Gegenden in Island und Norwegen, die jetzt eisfrei sind, während mehr als 600 Jahren von Eis bedeckt waren, vor dieser Zeit aber bearbeitet und angebaut wurden. Der gegenwärtige Rückzug hat offenbar den Betrag noch nicht erreicht, der früher im Laufe mehrerer Jahrhunderte bestand, und man kann erwarten, daß er so lange anhalten wird, bis die verringerte Polareiskappe einen bestimmten Grad von Beständigkeit aufweist oder bis gewisse Vorgänge in der Atmosphäre den Lauf der Ereignisse abändern und eine neue Periode des Vorrückens hervorrufen.

Ein noch stärkerer Rückzug fand im postglazialen klimatischen Optimum statt, als die Arktis so warm wurde, daß Torfmoore in Spitzbergen entstehen konnten. Auch auf Nowaja Semlja sind noch Reste solcher Moore zu beobachten. Brooks meint, es sei höchst wahrscheinlich, daß während dieser Periode in der Arktis keine ständige Eiskappe bestanden habe; vielleicht sei eine solche im Winter vorhanden gewesen, die dann aber im Sommer erheblich abgenommen hätte. Es ist zweifelhaft, ob dieser Zustand beim gegenwärtigen Stand der Sonnenstrahlung erreicht oder aufrechterhalten werden kann. Die starken Niederschläge während der atlantischen Periode, wenigstens in einem weiten Teil der nördlichen Halbkugel, lassen sehr auf eine Zunahme der Sonnenstrahlung schließen; denn eine solche ist notwendig, um eine genügend große Verdunstung auf den Ozeanen hervorzurufen. Dies wäre nach Brooks die am meisten annehmbare Erklärung für das Klimaoptimum. Bei dem in der Gegenwart bestehenden Grad der Sonnenstrahlung ist es wahrscheinlich, daß der Rückschritt der Gletscher den Grad erreichen wird, der vom 10. bis zum 14. Jahrhundert bestand.

2. Die Gletscher der Arktis

Nach diesen theoretischen Erörterungen über die Ursache der Vorstöße und des Zurückweichens der Gletscher und der polaren Eisgrenze sowie über die Ursachen der Klimaschwankungen wollen wir das Vor- und Rückschreiten der Gletscher in den verschiedenen Ländern besprechen. Wir beginnen dabei mit der Arktis, wo indessen kein Unterschied zwischen den Gletschern im Gebirge und denjenigen, die am Meeresniveau liegen, gemacht werden kann; denn wenn die Schneegrenze am Meeres-

spiegel liegt, kann deren Bildung, falls die Bedingungen günstig sind, ebenfalls dort stattfinden.

Für Grönland und die arktische Inselwelt im Norden Amerikas liegen zahlreiche Angaben über den Rückgang der Gletscher und der mit Eis bedeckten Flächen vor. Auf der siebenten Thule-Expedition unter der Leitung von Rassmussen wurden Rückzugsbewegungen der Gletscher bei Angmassalik in Ostgrönland festgestellt: die Endmoräne befand sich in hundert Meter Entfernung vor dem Gletscherende[3]. Der Jakobshavn-Gletscher zog sich von 1850 bis 1883 um rund 9 km zurück, dann stieß er bis 1888 fast bis zum Stand von 1850 vor; von da an nahm er bis zum Jahr 1902 wieder stark ab. 1902 lag die Eisgrenze rund 12 km hinter derjenigen von 1850. Auch auf dem Franz-Josephsland gehen die Gletscher zurück. Das Ergebnis der russischen Forschungen zeigte im Jahre 1936, daß sich die Vergletscherung des Archipels in einer regressiven Phase der Entwicklung befindet, worauf Gletscherüberreste und Seitenmoränen in einiger Entfernung vom Gletscher hinweisen. Derselbe Vorgang findet an anderen Stellen der Arktis statt. Ahlmann, dem wir zahlreiche Untersuchungen über diese Fragen verdanken, stellte fest, daß im Winter 1933/34 der im westlichen Spitzbergen gelegene «Gletscher des 14. Juli» durch Schneefall um 78 Millionen m^3 Wasser zugenommen hatte, während er im Sommer durch Abschmelzen 113 Millionen m^3 verlor. Laut einer anderen Berechung stand in den gleichen Jahren einer Akkumulation von 80 Millionen m^3 Wasser eine Verdunstung von 107 Millionen gegenüber. Die Unterbilanz betrug also 27 Millionen m^3 Wasser, was einer Menge von 0.3 m^3 auf einen km^2 entsprechen würde. Man kann, sagt Ahlmann, auf Grund dieser und anderer Beobachtungen sagen, daß die Gletscher Spitzbergens sich in den letzten Jahrzehnten im Stadium der Degeneration befinden. Dieser Zerfall wird auf den Zustrom warmer Luft, vor allem vom Ozean her, zurückgeführt[4]. Die größte Ausbreitung fanden die Gletscher auf Spitzbergen um das Jahr 1800. Rückzüge wurden auf Nowaja Semlja gemessen. Auf Sewernaja Semlja, dem Nordland, sind die Gletscher stationär oder weichen zurück. Der Fröya-Gletscher, der zum Typus der Talgletscher gehört, hat so stark abgenommen, daß während der maximalen Ausbreitung seine Firnlinie 105 bis 210 Meter niedriger lag als jetzt.

3. Die Gletscher Islands

Aus einer Zusammenstellung für Island, die sich auf die Zeit nach 1700 bezieht, ersieht man, daß seit der Mitte des 19. Jahrhunderts auf dieser Insel ein im großen und ganzen stetiges und sehr beträchtliches Zurück-

weichen der großen Gletscher stattgefunden hat. Für den Leirufjord-Gletscher ergibt sich von 1840/1850 bis 1886 ein mittlerer Rückgang von 25 m pro Jahr. Dieser Wert erhöht sich für die Periode 1886/87 bis 1914 auf 34 m pro Jahr; zwischen 1914 und 1918 bis 1931 betrug der mittlere Rückgang 37 m pro Jahr, in den folgenden Jahren 48 m pro Jahr. Die gesamte Abnahme machte in den achtzig Jahren bei diesem Gletscher rund 3400 m aus. Die Plateaugletscher auf dem Nordostland befanden sich 1931 nach Untersuchungen der schwedisch-norwegischen Expedition in einem passiven Stadium, nachdem sie sich eine Zeitlang zurückgezogen hatten, und 1935 bis 1936 erwies es sich, daß sie nur aus einer ganz dünnen Schicht von praktisch genommen totem Eis bestanden. Der Hoffellsjökull, ein Teil des größten Gletschers Europas – wenn man Island zu Europa rechnet –, verlor in den Jahren 1935 bis 1938 wenigstens 280 Millionen m^3 oder 0.3 Millionen m^3 Wasser pro km^2 und Jahr.

Nach Ahlmann[5] war die Eisbedeckung während der Dauer des Freistaates (870 bis 1264) viel geringer als in den darauffolgenden Jahrhunderten bis 1930, wo beim Rückgang der Gletscher früher bebautes Gelände zum Vorschein kam. Er ist der Meinung, diese Klimaverschlechterung nach 1300 könne sehr gut zum Untergang der normannischen Kolonien in Grönland beigetragen haben. Zusammenfassend sagt Ahlmann, daß die gegenwärtige schnelle und zum Teil katastrophale Abnahme der Gletscher innerhalb der das norwegische Meer umgebenden Gegenden das letzte Stadium des Rückganges darstellt, der vor ungefähr zweihundert Jahren begann, als die lokalen Gletscher ihre maximale Ausbreitung erreicht hatten. Die wichtigste Ursache dieses starken Abschmelzens liegt in der erhöhten Wärmezufuhr durch die Atmosphäre. Infolge des wärmeren Herbstes und Frühlings wird die Schmelzperiode verlängert.

Interessant sind die von Eythorsson[6] für einige isländische Gletscher veröffentlichten Angaben, aus denen ersichtlich ist, daß das Vorrücken und Zurückweichen nicht gleichzeitig erfolgten. Während drei Gletscher im Süden und Westen in den Jahren 1931 bis 1938 einen gleichmäßigen Rückgang aufwiesen, machten drei andere im Nordwesten von 1933 an plötzlich einen Vorstoß. Der Reykjarfjördur-Gletscher schob sich von 1933 bis 1936 um 750 m vor, blieb bis 1939 mehr oder weniger stationär und begann dann seit 1939 allmählich zurückzugehen. Die Vorstöße lassen sich nur durch die überaus starken Niederschläge in den höheren Lagen des Nordwestens erklären. Die unerwartete Zunahme des Dryngajökull allein beweist, nach Ahlmann, daß der Haushalt eines Gletschers nur durch direkte Messung der Gleichgewichtskräfte festgestellt werden kann.

Nach Ahlmann und Thorarinsson[7] bedeckte der Vatnajökull zur Zeit der Sagas eine bedeutend geringere Fläche als jetzt. Ein allgemeines Vorrücken fand um 1700 statt, das in der Mitte des 18. Jahrhunderts den Höhepunkt fand. Nach einer Periode der Stagnation oder des Rückzugs von 1860 bis 1880 begann zwischen 1880 und 1890 ein neuer Vorstoß. Von ungefähr 1890 an setzte eine allgemeine Abnahme der Gletscher ein, die in den letzten zehn bis fünfzehn Jahren vor 1939 – die Verfasser schrieben ihren Artikel zu dieser Zeit – besonders ausgeprägt war.

4. Die Gletscher Skandinaviens

Der höchste Berg Schwedens, ja der ganzen skandinavischen Halbinsel, ist der Kebnekaisse, dessen mit weißen Firnfeldern bedeckter Gipfel sich hoch über den Wäldern und Mooren Lapplands erhebt und von dem mächtige Gletscher herabfließen. Er erreicht – oder vielmehr: erreichte eine Höhe von 2123 m; denn infolge des raschen Rückgangs des Eises ist die Zahl jetzt viel geringer als noch 1902, wo eine trigonometrische Bestimmung des höchsten Punktes erfolgte. 2123 m sind allerdings nicht allzuviel, doch müssen wir bedenken, daß der Berg fast auf dem 68. Breitengrad liegt, also im nördlichen Teil der Nadelwaldzone, und daß hier die alpine Baumgrenze und die Schneegrenze bedeutend niedriger liegen als zum Beispiel in den Alpen. Es ist trotz seiner geringen Höhe ein Gebirge von durchaus hochalpinem Charakter, das stark vergletschert ist und dessen Gletscher jetzt auffallend abnehmen. Wie groß ist diese Abnahme?

Eine im Jahre 1946 ausgerüstete Expedition befaßte sich mit dieser Frage und stellte fest, daß auf dem Großen Gletscher (Storglaciären) die Eiskante von 1925 bis 1946 um 101 m zurückgegangen war. Dabei betrug der Rückzug in der Zeit von 1944 bis zum 4. August 1946 allein 33 m, was auf ein besonders deutliches Abschmelzen in den letzten Jahren hinweist. Man kann sagen, daß der Gletscher alljährlich um 10 m zurückweicht. An der Stelle des Eisrandes des Jahres 1946 befand sich 1922 eine 75 m dicke Eisschicht. Das Volumen des Gletschers hat um etwa 70 Millionen m^3 abgenommen. Der Kebnepakte-Gletscher, der Anziehungspunkt für die den Kebnekaisse besteigenden Touristen, hat sich in den letzten Jahren um 100 m zurückgezogen. 1937 traten in ungefähr 1300 m Höhe einige Felspartien zutage, und neuestens liegt in 1500 m Höhe ein eisfreier Flecken mitten im Gletscher da. Der größte aller Gletscher des Kebnekaisse, der Rabot-Gletscher (so genannt nach dem französischen Geographen Rabot, der einst Lappland bereiste), hat bis jetzt noch eine imponierende steil abfallende Eiskante, die nur schwer

zu besteigen ist; doch auch diese nimmt schnell ab. 1922 stürzte der Gletscher von der mächtigen Endmoräne ab, die jetzt 150 m vor der Eiskante liegt, und eine große Seitenmoräne ist freigelegt worden, die früher fehlte[8].

Das Zurückgehen des Kårsa-Gletschers bei Riiksgränsen wurde zum Beispiel von Wallén[9] und von Ahlmann[10] untersucht. Wallén führt als einzige Ursache die vermehrte Wärmezufuhr durch die Luft an. Neben der erheblichen Verlängerung der Ablationsperiode ist die Erhöhung der Lufttemperatur im Hochsommer der wichtigste Faktor dafür. Die Klimaänderung in der Gegend des Torneträsk weist ein charakteristisches Ansteigen der Ozeanität während des Winters auf, die sich in einer Zunahme der Temperatur äußert, ferner ein Ansteigen der Temperatur und der Bewölkung im Sommer, deren Ursache wahrscheinlich stärkere Südwinde sind. Diese Klimaänderung erklärt den starken Rückgang des Kårsa-Gletschers, der allein in den Jahren 1925 bis 39 einen Volumenverlust an Eis im Betrage von 15.4 Millionen m^3 und an Wasser im Betrage von 13.8 Millionen m^3 erfahren hat. «Die Entwicklung dieses Gletschers seit 1909», so sagen Ahlmann und Lindblad, ist eine Folge der Klimaschwankung, die sich in den letzten Jahrzehnten über weite Gebiete hin und vielleicht besonders stark in den nächsten Randgebieten des Atlantischen Ozeans geltend gemacht hat.»

Nach Werenskiöld[11] weist der Styggedal-Gletscher in Jotunheim im südlichen Norwegen ebenfalls einen starken Rückzug auf.

5. *Die Gletscher der Alpen*

Am eingehendsten sind die Gletscher in den Alpen untersucht worden. In vielen Alpentälern bilden sie einen der Hauptanziehungspunkte für die Touristen, und mit ihrem Rückgang schwindet auch dieser Anziehungspunkt. Da es sich zudem um verhältnismäßig dicht besiedelte Gegenden handelt, besitzen wir in ausreichender Menge Beobachtungsmaterial über die wechselnden Verhältnisse.

Bekannt ist der große Rückzug des Rhonegletschers, der schon seit längerer Zeit eingesetzt hat; wir besitzen Bilder dieses Gletschers aus den Jahren vor seinem letzten Zurückweichen. Auch der Grindelwaldgletscher ist in den vergangenen Dezennien stark geschwunden, ebenso der Aletschgletscher und andere mehr. Über den Pflanzenwuchs auf jungen Moränen sind verschiedentlich Beobachtungen angestellt worden, zum Beispiel von Lüdi[12]. Am eingehendsten hat sich der Frage des Gletscherrückgangs Streiff-Becker gewidmet, dessen Untersuchungen in zahlreichen Arbeiten niedergelegt sind.

Zu den charakteristischsten Gipfeln der Glarner Alpen gehört der Glärnisch, dessen Kuppe man von Zürich an klaren Tagen jenseits des Sees ansteigen sieht. Doch nicht nur seine Höhe und Gestalt, sondern auch die Firnmenge macht ihn wohl zu einer der auffälligsten Berggestalten in der Nordostschweiz. Trotzdem die Gipfel niedriger als 3000 m sind, ist das ganze Massiv vergletschert. Der 2.5 km lange und 800 m breite Glärnischfirn verläuft in einer nicht sehr ausgeprägten Eiszunge in 2285 m Höhe. Dies hängt mit den erheblichen Niederschlägen zusammen: sie erreichen die gewaltige Höhe von 3500mm, denn das Massiv steht den von Westen kommenden Feuchtigkeitsmengen offen. Für das im Regenschatten des Berges gelegene Glarus werden nur 1427 mm gemessen[13]. Trotz der großen Niederschlagsmenge ist aber ein starker Rückzug des Gletschers zu beobachten, dessen Ursache weniger in einer kaum merklichen Verminderung der Niederschläge als in einer leichten Zunahme der sommerlichen Wärme und der damit verbundenen vermehrten Abschmelzung liegt. Das Schwinden geht zwar unregelmäßig vor sich und ist von kleineren Vorstößen unterbrochen, was auf orographische – bei den einzelnen Gletschern verschiedene – Verhältnisse zurückzuführen ist. Im Laufe von 25 Jahren hat der Glärnischgletscher in der Mitte 75 m abgenommen, sein rechter Zungenlappen ist um 210 und ein linker Lappen um 150 m zurückgewichen. Diese Ungleichheit ist auch durch die Beschaffenheit des Untergrunds bedingt, durch Vorsprünge im Felsboden oder stärkere Ansammlung von Grundmoränenmaterial. So ist das Gletscherende im Laufe der Zeit stark hinaufgerückt. Noch 1879 wird es auf 2171 m Höhe angegeben, jetzt liegt es, wie erwähnt, in 2285 m Höhe. Es hat sich also um mehr als 100 m verschoben. Doch nicht nur an Länge nimmt der Glärnischgletscher ab, sondern auch an Dicke – eine Erscheinung, die sich übrigens bei allen Gletschern zeigt. Von dem hochgewölbten Rücken des Jahres 1888 war 1932 fast gar nichts mehr zu sehen. Eine Messung ergab innerhalb von 43 Jahren bis 1931 am Rande eine Dickenabnahme von 34 m; 1931 war der Gletscher an der Meßstelle nur noch 12 m dick. Auch in den höchsten Lagen hat der Firn an Dicke eingebüßt: hoch oben in 2850 m beträgt diese Abnahme mindestens 50 cm. Der immer noch anhaltende Rückzug des Glärnischgletschers gibt nun Gelände frei, das alten Chroniken zufolge seit 1600 ununterbrochen unter Eis lag. Offenbar waren Anfang des 17. Jahrhunderts einer Klimaverschlechterung wegen die Gletscher weit vorgestoßen.

Etwa 20 km südöstlich des Glärnischmassivs erhebt sich in der Gruppe des Tödi der mächtige Claridenstock, der im Piz Rusein eine Höhe von 3623 m und im Scheerhorn eine Höhe von 3296 m erreicht.

Der Claridenfirn wird zum erstenmal durch den berühmten J. J. Scheuchzer in seiner 1707 in Zürich erschienenen *Naturgeschichte des Schweizerlandes* erwähnt. 1760 beschreibt der Berner G. S. Gruner den Claridenstock als «einen vollkommenen Eisberg, der in seinem ganzen Stoff aus einem ununterbrochenen Eise besteht und keinen Felsen zum Grunde hat». Es ist also ein mächtiger Firn, der durch eine große Niederschlagsmenge gespeist wird, die in den 12 Jahren von 1916 bis 1927 im Mittel 3599 mm betrug, in den 15 Jahren von 1928 bis 1942 3420 mm, also etwa 5% weniger. In der in Luftlinie etwa 7.8 km entfernten Talstation beträgt sie im Mittel 1638 mm. Aber nicht die geringeren Niederschläge, sondern die größere Sommerwärme in den letzten Jahren ist für den Rückgang des Gletschers verantwortlich. Seine Eisverhältnisse wurden eingehend untersucht[14]. Er bildet den 8.3 km² großen östlichen Teil einer zusammenhängenden Eisfläche von 27.8 km². Seit der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts sind allein im Bereich des eigentlichen Claridenfirns 140000 m² von Eis entblößt worden, und damit ist eine Glaziallandschaft zum Vorschein getreten, die vergleichende Beobachtungen ermöglicht. Auch der Vergleich alter und neuer Bilder des Gletschers gibt uns Aufschluß über die Veränderungen, die der Gletscher in den letzten Jahrzehnten erlitten hat. Die Firngrenze lag noch 1921 bei 2600 m, jetzt ist sie auf 2670 m hinaufgerückt. Neue Felsinseln, den Nunatakers Grönlands vergleichbar, tauchen mitten im Eise auf. Inseln werden zu Halbinseln. Eine früher nur über das Gletschereis erreichbare Klubhütte ist nun unmittelbar zugänglich.

Auch im Berninagebiet gehen die Gletscher zurück, wie wir aus einer Arbeit von Klenk[15] ersehen, der sich auf Untersuchungen von Schweizer Forschern wie Bisaz u. a. stützt. Der jährliche Rückgang des Roseggletschers betrug 1946 bis 1949 25 m, der des Tschiervagletschers in den Jahren 1951 bis 1954 18 m. Bis 1945 waren beide Gletscher an ihren Enden vereint. Der Palü- und der Morteratsch-Gletscher weisen ebenfalls entsprechende Verluste auf, nachdem beim Palü-Gletscher Vorstöße zu beobachten gewesen waren, die in den Jahren 1916 bis 1920 bis zu 58.5 m ausmachten. Im Jahre 1944 wurde ein Vorstoß von nur 2 m beobachtet.

Daß die Gletscher der Alpen schon früher ab- oder zunahmen, wird durch zahlreiche Tatsachen belegt: durch die Spuren dieser Gletscher, durch alte Moränenwälle sowie durch Chroniken und geschichtliche Daten. Gegen Anfang des 17. Jahrhunderts scheinen die Gletscher vorgedrungen zu sein. Sie deckten bis dahin bewirtschaftete Alpweiden zu, worüber wir eine Reihe Urkunden besitzen. Das Vorrücken um 1620 war in den West- und Zentralalpen ausgeprägter als in den Ost-

alpen. Die später einsetzenden Rückschläge, die zeitweise wieder von neuen Vorstößen begleitet waren, haben bis in die Gegenwart angehalten; zwei dieser Vorstöße – um 1820 und 1850 – haben im ganzen Alpengebiet Moränenwälle hinterlassen.

Eine von Lütschg[16] verfaßte Zusammenstellung über die historischen Berichte der Gletscherstände in der Schweiz zeigt, daß 1400 ein Tiefstand zu verzeichnen war, dem um 1600 eine Zunahme einiger Gletscher folgte, darunter 1639 das Vordringen des Großen Aletschgletschers, der 1653 seinen Maximalstand erreichte. Für den Allalingletscher wurden im 18. Jahrhundert nicht weniger als fünfzehn Hochstände gezählt, im 19. Jahrhundert deren zwei in den Jahren 1822/23 und 1850. Wir wissen, daß einer der Gletscherhochstände nach 1600 Almen, Wiesenböden, ja sogar Siedlungen zerstörte, woraus man mit Sicherheit schließen darf, daß sie vor dieser Zeit jahrhundertelang außer dem Gefahrenbereich gelegen hatten.

Auch aus den Ost- und Westalpen liegen historische Berichte über die Gletscher vor, wenn sie auch wesentlich dürftiger sind. Man kann hier ebenfalls von einem Tiefstand vor 1600 und einer Klimaverschlechterung um 1600 sprechen. «Obwohl seit 1850 die Gletscher im großen und ganzen, wenn man von geringfügigen Schwankungen absieht, gleichmäßig und in einem erstaunlichen Ausmaß zurückgegangen sind, haben sie den Tiefstand von 1600 noch nicht erreicht», so lesen wir in einem 1928 erschienenen Artikel von Stolz[17]; «denn die Pasterze und Gletscher im Sonnblickgebiet, der Kleine Fleißkees und der Goldbergkees im Sonnblickgebiet sollen immer noch alte Goldbergwerke zudecken und werfen gelegentlich Grubenhölzer aus.» Nach Urkunden des 14. und 15. Jahrhunderts reichte der Brenvagletscher im Mont-Blanc-Massiv zu jener Zeit nicht bis zur Sohle des Venitales herunter. Erst im 16. Jahrhundert stieß er über den Talboden vor, wobei er das Kulturland und die Häuser von St-Jean de Pertuis vernichtete.

Wenn das bisherige Tempo des Abschmelzens anhält, gibt es in 200 bis 250 Jahren in den Alpen keine Gletscher mehr. Das zu Mitteleuropa gehörende Hochgebirge wird dann einem mediterranen Gebirge ohne Gletscher von der Art des Apennins oder der Berge der Balkanhalbinsel Platz machen. Das Schwinden der Gletscher bringt zahlreiche Probleme mit sich. Es berührt auch die großen aus den Alpen kommenden Ströme, die weitgehend durch Gletscherwasser gespeist werden. Man hat berechnet, daß der Anteil des Rheins im Hochsommer 25% beträgt, der der Donau unterhalb Passau aber 50%. Fehlt also nur ein kleiner Teil dieses Gletscherwassers während des niedrigen Standes, so können wasserwirtschaftliche Schwierigkeiten eintreten, deren Ausmaß man

sich nicht recht vorstellen kann. Jedenfalls werden sich dann die bisher in den Alpen entspringenden und von den Gletschern gespeisten Flüsse in ihrer Wasserführung dem Typus der mediterranen Flüsse nähern müssen.

6. Die Gletscher anderer Gebirge

«Die meisten Gletscher eines jeden Gletschergebietes nehmen jetzt ab», so lesen wir bei Thorarinsson. «Der Rückzug ist nicht ein lokales, sondern ein Weltproblem. Die Gletscher wiesen im Laufe der Jahrhunderte Stadien des Hochstandes auf; seit der Mitte oder der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts haben sie sich jedoch von der Grenze ihrer maximalen Ausbreitung zurückgezogen[18].»

Der kleine Gletscher des Gran Sasso im Apennin weicht zurück. Die Pyrenäen-Gletscher nahmen von 1855 bis 1904 ab, stießen aber zwischen 1904 und 1922 etwas vor. Rückzüge weisen auch die Gletscher des Kaukasus auf, ferner der Gletscher am Elburs im Iran, die Gletscher des Altai, des Ala Tau und andere. Im Durchschnitt scheinen die Gletscher der USSR ähnlichen Schwankungen wie die der Alpen unterworfen zu sein[19]. Um die Mitte des 19. Jahrhunderts war in beiden Gebieten ein Vorstoß festzustellen. Der schwache Vorstoß in den Alpen von 1891 bis 1900 fällt in der USSR auf eine etwas frühere Zeit, nämlich auf 1877 bis 1887, und der schwache Vorstoß in der USSR von 1907 bis 1914 findet sich wenigstens in den Westalpen angedeutet, allerdings etwas verspätet (1916 bis 1920). «Überall gehen in den Anden seit Jahrzehnten die Gletscher zurück», heißt es in einer Abhandlung vom Jahre 1934[20]. Weiter wird von Patagonien berichtet, daß die Gletscher eindeutig abschmelzen. Dasselbe gilt für die Antarktis. «Die meisten Gletscher des Nanga Parbat sind derzeit stationär oder befinden sich in langsamem Rückzug», schreibt Finsterwalder[21]. Im Alai Pamir waren sie vor 1928 im Rückgang begriffen. Ferner wird ein Zurückweichen am Kilimandscharo und in Kenya, in Neuguinea und Neuseeland festgestellt. Auch die Gletscher Nordamerikas weisen Abnahmeerscheinungen auf. Doch Ahlmann sagt, daß das, was auf Alaska vor sich geht, alles andere in den Schatten stellt. Von 1892 bis 1946 hat sich der mächtige Muir-Gletscher in der Glacier Bay um 22 km oder im Mittel um 400 m pro Jahr zurückgezogen.

Infolge des Abschmelzens der Gletscher der ganzen Welt – mit Ausnahme der nur wenig bekannten des antarktischen Festlandes, das aber 87% aller Eismassen der Welt enthält – erhöht sich der Wasserstand des Weltmeeres alljährlich um 0.05 cm, also um 5.0 cm im Laufe von hun-

dert Jahren. Wenn einmal alle Gletscher, darunter auch die Grönlands und der Antarktis, geschmolzen sind, wird das Weltmeer weite Strecken der Kontinente unter Wasser setzen.

7. Allgemeine Betrachtungen

Für die Beurteilung der Gletscherveränderungen in den Alpen kommen zweierlei Belege in Betracht: zuerst einmal Beobachtungen oder Messungen im Bereich des Gletschergebiets und ferner historische Berichte über den früheren Zustand der Gletscher. Seit ungefähr sechzig Jahren wird bei zahlreichen Gletschern die Längenveränderung der Zunge mit Hilfe von Steinmarken gemessen. In der Schweiz befaßt sich damit die Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, in den Ostalpen der Alpenverein; aber auch in den französischen und italienischen Alpen wird alljährlich eine Anzahl Gletscher kontrolliert, so daß wir einen recht guten Überblick über das Vorrücken oder Zurückweichen in den einzelnen Jahren besitzen. Es verhalten sich ja nicht alle Gletscher gleich, und erst der Gesamtdurchschnitt gestattet den Schluß auf eine einheitliche Ursache, eine Änderung der klimatischen Verhältnisse. Immerhin können lokale Verhältnisse nicht unerhebliche Abweichungen verursachen: die Länge des Gletschers zum Beispiel, die Neigung der Gletscherzunge, ebenso die Exposition und das Relief. Aber auch wenn wir von einigen Gletschern der Schweiz – vor allem vom Rhonegletscher – und des innersten Ötztales im Tirol eingehende Messungen besitzen, reichen sie doch nicht so weit zurück, daß man die großen Schwankungen im 19. Jahrhundert erfassen könnte.

Die gegenwärtige Klimaverbesserung bewirkt je nach der Gegend gewisse Verschiedenheiten, zum Beispiel in Spitzbergen und im südlichen Skandinavien. Einige Gletscher in der nächsten Umgebung des Vatnajökull haben im Gegensatz zu den Gletschern Skandinaviens während der letzten 250 Jahre ihre größte Ausdehnung seit der Eiszeit erfahren. Diese Umstände sollten die Beobachter hinsichtlich der Synchronisierung der Bedingungen zur Vorsicht gemahnen. Es ist auch eine offene Frage, ob ein Parallelismus zwischen länger andauernden Schwankungen, sagen wir in einem Zeitraum zwischen zehn und hundert Jahren, besteht.

Faßt man die wesentlichen Tatsachen zusammen, so kann man in den Alpen einen großen Vorstoß in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts feststellen, der sich in ungefähr gleichem Maße zwischen 1810 bis 1820 und 1850 bis 1860 wiederholte. Seither hat die Vergletscherung – von einigen kleineren Schwankungen abgesehen – im großen und ganzen bis zur Gegenwart abgenommen. In Grönland, Island und der USSR

scheint sich der Rückzug wenigstens in der letzten Zeitspanne seit 1850 ungefähr parallel mit dem der Alpen zu vollziehen. Aber auch in niederen Breiten gehen die Gletscher andauernd zurück: im Himalaya, in den Anden sowie im äußersten Süden, in Patagonien, auf Neuseeland und in der Antarktis.

Obwohl laut Wagner ein Zusammenhang zwischen den Gletscherschwankungen und den Schwankungen irgendeines Klimaelementes bisher nicht überzeugend nachgewiesen werden konnte, lassen doch «alle Aufzeichnungen und Berichte darauf schließen, daß seit einer Reihe von Jahrhunderten in den Alpen Gletscherhochstände bei abgeschwächter Zirkulation (kalte Winter, niedere Jahresmitteltemperatur) auftreten, daß dagegen eine Verstärkung der Zirkulation ein Zurückgehen der Gletscher bewirkt[22].»

Die Eiskappe am Nordpol weicht jährlich schwätzungsweise um 150m zurück. Auch die antarktische Eisdecke befindet sich im Stadium der Regression, doch fehlen fortlaufende Beobachtungen, wie sie uns im Norden zur Verfügung stehen. Brooks ist der Ansicht, daß die polaren Eisanhäufungen gegenwärtig bis auf «ihren kritischen Umfang» abgenommen haben, bis auf den Umfang nämlich, wo sie die darüber hinstreichenden Luftmassen nicht mehr genügend abkühlen, um sich selbst immer wieder mit neuen Schneemassen zu versorgen, und daß sie infolgedessen künftig wohl immer rascher abschmelzen werden. Sofern dieser Vorgang andauert und die Eiskappe an beiden Polen schwindet, wird der Meeresspiegel stark ansteigen.

Nach Brooks[23] setzte etwa um die Zeit, wo das römische Imperium auf seiner Höhe stand (200 n. Chr.), eine warme Epoche, ähnlich der heutigen, ein und dauerte bis etwa 1000 n. Chr. Weinstöcke gediehen in England[24], und die Skandinavier besiedelten Island, entdeckten Grönland und Nordamerika. Darauf kam der Niedergang, das finstere Mittelalter: die Wärme wich dem Polareis. Es folgte – wir geben nur die Stichworte – das Wiederaufblühen von Kunst und Wissenschaften, das seine Krönung in der Renaissance fand: Zurückweichen des Eisbodens, Vorrücken der Anbaugrenze des Weizens bis 600 km weiter nach Norden, um einen Monat längere Schiffahrt im Weißen Meer usw.

Wie vorsichtig man bei den Deutungen der Vorstöße und Rückzüge der Gletscher sein muß, wie stark sie von verschiedenen örtlichen Umständen beeinflußt werden können, ersieht man aus folgenden Worten des österreichischen Gletscherforschers von Klebelsberg[25]. «Wo der Schneeansammlung günstige Oberflächenformen nahe an der Schneegrenze liegen, kann schon eine geringe Klimaänderung großen Effekt erzielen, indem diese Flächen in das Nährgebiet eingezogen oder aus

ihm ausgeschaltet werden. Der Effekt wächst ferner mit dem Flächenanteil des Nährgebietes am Gesamtgletscher, er ist zum Beispiel größer bei Plateaugletschern als bei Talgletschern. Kleinere Gletscher reagieren rascher, unmittelbarer, als größere. Je länger der Gletscher ist, um so später wirkt sich die Veränderung im Vor- oder Rückgang des Gletscherendes aus. Aber auch ohne ersichtliche Ursache verhalten sich selbst benachbarte Gletscher quantitativ oft ganz verschieden, vermutlich nach Maßgabe der Tiefenverhältnisse, von denen für einen äußerlich nicht sichtbaren Anteil die Volumenverhältnisse abhängen.» Daher ist es auch verständlich, daß sich die Zu- oder Abnahmen nicht gleichzeitig an allen Gletschern bemerkbar machen, daß der eine sich stark zurückzieht, während der andere noch vorstößt.

Jedenfalls scheint aber ein Zusammenhang zwischen dem Rückgang der Gletscher und der atmosphärischen Aktivität zu bestehen, was zum Beispiel Ahlmann hervorhebt. Der Rückgang der Gletscher Islands ist auf einen erhöhten Zustrom warmer Luft durch südliche Winde zurückzuführen. Die Gletscher Spitzbergens erhalten eine Luftzufuhr vom wärmer gewordenen Ozean. Dazu kommt die erhöhte Temperatur des Golfstroms. Schon 1929 zeigte Wagner, daß die atmosphärische Zirkulation im Jahrzehnt 1911 bis 1920 größer war als im Jahrzehnt 1886 bis 1895. Später stellte ein anderer Forscher fest, daß dieser Anstieg durch denjenigen der Jahre 1921 bis 1930 noch übertroffen wurde. Der Grund dafür würde darin liegen, daß sich während dieser Periode der subtropische Gürtel hohen Luftdruckes erhöhte und gleichzeitig eine Vertiefung des barometrischen Minimums an der polaren Front erfolgte. Infolgedessen strömten große Mengen warmer Luft vom Atlantischen Ozean über Europa und in die arktische Zone und riefen hier eine Klimaänderung hervor. Diese Temperaturerhöhung machte sich in der Arktis seit 1920, insbesondere im Winter, bemerkbar. Im Osten werden diese warmen Luftmassen bis in die Gegend der Neusibirischen Inseln geführt.

XI. DIE URSACHE DER KLIMAÄNDERUNGEN

Wir haben schon darauf hingeweisen, daß die Ursache von Klimaänderungen in Veränderungen der Luftzirkulation zu suchen ist, die wohl durch kosmische Ereignisse hervorgerufen werden. Bei der gegenwärtigen Klimaverbesserung ist eine erhöhte Luftzirkulation zu beobachten, die in stärkerem Maße warme Luft aus südlicheren Gegenden nach Norden bringt. Auch im Meere läßt sich, wie gesagt, ein vermehrter Zustrom warmen Wassers nach Norden hin feststellen. Vorläufig kann zwar noch nicht entschieden werden, ob die Veränderung der allgemeinen Zirkulation auf eine Änderung der Solarkonstante oder eine langfristige Änderung der Durchlässigkeit unserer Atmosphäre zurückzuführen ist. Immerhin steht für Wagner[1] die Tatsache einer in den letzten zwei bis drei Jahrzehnten besonders kräftig entwickelten Klimaänderung fest. Hätten wir es nun aber mit einer Klimaschwankung zu tun, das heißt würde in der Klimaänderung nach einer längeren oder kürzeren Periode ein rückläufiger Prozeß einsetzen, so wäre sie durch eine Schwankung in der Luftzirkulation zu erklären, in diesem Falle durch eine verminderte Luftzirkulation, wobei ein geringerer Zustrom warmer Luft aus den niederen Breiten in höhere erfolgte.

Kosiba[2] versuchte, den Zusammenhang zwischen Sonnenflecken und Klimaschwankungen zu ergründen. Die Schwankungen der Temperaturen in Berlin, Breslau und Warschau weisen eine große Ähnlichkeit auf, und Korrelationen zwischen diesen Schwankungen und den Sonnenflecken sind jedenfalls vorhanden. So fällt das Minimum des Wintermittels der Temperatur auf die Zeit nach einem Maximum der Sonnenflecken. Von mehreren Seiten wurde die Meinung geäußert, der Höhepunkt übernormaler Zirkulation sei bereits überschritten. Dies scheint aber nicht zu stimmen. Die Intensität der allgemeinen Luftzirkulation hat laut Wagner bis in die Gegenwart dauernd zugenommen, und gleichzeitig hat sich der Gürtel hohen Druckes polwärts verlagert. Jedenfalls ist eine Zunahme der allgemeinen Zirkulation bereits seit 1851 bis gegen 1940 erwiesen.

Die nun schon mehr als ein Jahrhundert anhaltende einsinnige Klimaänderung bietet erstmalig, seitdem verläßliche meteorologische Beobachtungen vorliegen, die Möglichkeit, den Beginn einer Änderung, ihre Weiterentwicklung und die spätere Abnahme genau zu untersuchen, was besonders mit Bezug auf die großen Klimaänderungen der geologischen Vorzeit wichtig ist, deren Ursachen bisher nicht festgestellt worden sind. Etwas Bestimmtes wird man aber erst aussagen können, wenn man die Zusammenhänge klar erkannt hat. Fast hundert Jahre lang –

wir halten uns hier an Wagner –, also bis Ende des 19. Jahrhunderts, war die Änderung der Klimaelemente nur geringfügig, so daß sie erst in Verbindung mit der nachfolgenden, viel kräftigeren Bedeutung erlangt. Es ist anzunehmen, daß zu Beginn des ganzen Zeitabschnittes am Nordrand der Westwindzone eine besonders starke Verminderung der Jahresschwankung der Temperatur eintrat. Ganz allmählich griff in mehreren Wellen die Verstärkung der Westwinddrift weiter nach Süden und erfaßte schließlich die gesamte Westwindzone. Auch die Zirkulation zwischen der Polarkappe und der Tiefdruckrinne in höheren Breiten wird wohl parallel mit den Änderungen in der Westwindzone schon seit Beginn des 19. Jahrhunderts zugenommen haben. Erst nachdem die Zirkulation um einen gewissen Betrag erhöht war, setzte die theoretisch zu erwartende Verlagerung der Hochdruckgürtel in den Roßbreiten gegen die Pole hin ein. Dadurch wurde zwischen 1920 und 1940 der Niederschlag in Nordamerika herabgesetzt und die Jahresschwankung der Temperatur in Mitteleuropa wieder erhöht. Die Wirkung der gesteigerten Zirkulation war unerwartet groß: einerseits wurde wärmere Luft herbeigeführt, vor allem aber durch die vermehrte Windstärke die Bodeninversion wieder aufgelockert, so daß die Temperatur außerordentlich stark zunahm. Vielleicht trugen zu diesem Temperaturanstieg auch die größere Bewölkung und damit die verminderte Ausstrahlung bei. Jedenfalls war die Erwärmung so groß, daß sie auch in verschiedenen andern Naturerscheinungen, vor allem in der Gestaltung der Landschaftszonen, zum Ausdruck kam.

In einem unlängst erschienenen, von Shapley herausgegebenen Sammelwerk[3] ist eine ganze Reihe von Arbeiten über die Ursache der Klimaänderungen vereinigt; allerdings behandeln sie zum größten Teil längst verflossene geologische Perioden. Wir wollen hier nicht weiter darüber referieren, aber doch zwei Sätze des russischen Professors Chromow wiedergeben, die die Schwierigkeit aller solchen Untersuchungen klar aufzeigen: «Zwischen einer jeden beliebigen hypothetischen Ursache der Klimaänderung und den Veränderungen selber befindet sich ein Mechanismus, und es ist eine noch nicht gelöste Aufgabe, die Glieder dieses Mechanismus zu erklären. Die vollständige Lösung des Problems der Klimaänderung bleibt der Wissenschaft der Zukunft vorbehalten.»

XII. KLIMAÄNDERUNG, KLIMASCHWANKUNG UND GESCHICHTLICHE EREIGNISSE

Bis jetzt haben wir stets von der Klimaänderung der Gegenwart gesprochen, ohne die Frage zu berühren, ob wir es vielleicht mit einer Klimaschwankung zu tun haben. Wir müssen betonen, daß es unmöglich ist, bezüglich der weitern Entwicklung der gegenwärtigen Änderung irgendetwas vorauszusagen. Die Aufgabe der Klimatologie liegt vorläufig darin, die Vorgänge *sorgfältig zu beobachten und übersichtlich* darzustellen. Wir können voraussetzen, daß die einsinnige Änderung, die sich jetzt abspielt, früher oder später von einer entgegengesetzten Änderung abgelöst wird. In diesem Falle hätten wir es mit einer Klimaschwankung zu tun, deren Dauer wir jedoch noch nicht kennen. Jedenfalls hat es in der Vergangenheit größere und kleinere Schwankungen gegeben. Wir brauchen ja nur auf die Untersuchungen Brückners[1] hinzuweisen, der vor mehr als fünfzig Jahren 11- und 35-jährige Perioden von Klimaschwankungen aufstellte. In der Arktis (vgl. S. 101) lassen sich 10-jährige Perioden von Schwankungen der Temperatur sowie der von Eis bedeckten Flächen feststellen. Weiter werden Schwankungen im Vorrücken und Zurückweichen der Gletscher gemessen, die ihrerseits von Klimaschwankungen abhängig sind (vgl. S. 113 ff.). Ein eingehendes Studium würde auch bei den übrigen Landschaftselementen Schwankungen aufzeigen, vielleicht auch kleine Verschiebungen der Landschaftszonen; solche Schwankungen sind aber zu gering, als daß sie sich ohne weiteres bemerkbar machten.

Es ist begreiflich, daß man die Schwankungen des Klimas mit historischen Begebenheiten zu verknüpfen suchte; nichts ist einleuchtender als ein solcher Zusammenhang. Die Literatur auf diesem Gebiet ist ungeheuer[2]. Manche Autoren wollen in jedem geschichtlichen Ereignis eine Beziehung zu einer klimatischen Schwankung sehen. Doch müssen, wie wir mehrfach erwähnten, alle diese Berichte äußerst kritisch behandelt werden. *Nur in wenigen Fällen ist ein Zusammenhang tatsächlich nachweisbar.*

1824 erschien in Schweden die erste zusammenfassende Darstellung über Beobachtungen, die für die Beurteilung von Klimaschwankungen in historischer Zeit dienen können. Später (1901) wurden diese Daten noch einmal bearbeitet[3]. Am häufigsten sind Angaben für besonders kalte Winter. So soll 401 das Schwarze Meer zugefroren und 673 das Eis gar «mehrere Ellen dick» gewesen sein. 763 waren auch die Dardanellen mit Eis gefüllt. 801/02 erreichte die Eisdecke im Schwarzen

Meer wiederum eine Dicke von mehreren Fuß. Die Adria war 858/60 und 1708/09 mit Eis bedeckt. Die Ostsee fror im 18. Jahrhundert zu, so daß man im Schlitten von Estland nach Stockholm fahren konnte, und erst um 1800 nahm die Strenge des Winters allmählich ab. Das Skagerrak und das Kattegat waren im 13. und 14. Jahrhundert und zu Anfang des 15. im ganzen siebenmal gefroren, seither ist das überhaupt nicht mehr vorgekommen. Allerdings wird gegen solche Berichte eingewendet, sie zeugten nicht für eine Klimaänderung, hier spiele der Salzgehalt eine Rolle. Immerhin ist auch er wieder ein Ergebnis veränderter Klimafaktoren. Die häufigen Bezeichnungen «schweres Eis» sind auch nicht stichhaltig: früher waren die Schiffe nicht so stark gebaut und deshalb weniger widerstandsfähig als jetzt, wo man Eisbrecher einsetzt, die sogar das Polareis bezwingen können. In den Berichten spielen Grönland und der Untergang der dortigen Kolonie eine große Rolle, worüber wir schon gesprochen haben.

In bestimmten Fällen können wir also eine Beziehung zwischen Klimaschwankungen und historischen Ereignissen ermitteln. Dagegen scheint in historischer Zeit keine nachweisbare Klimaänderung eingetreten zu sein. Die vermeintliche Folge einer Klimaänderung ist oft nur eine Folge der menschlichen Einwirkung. So wurde öfters behauptet, das Klima Griechenlands und damit auch seine Vegetationsdecke hätten sich seit dem Altertum geändert. In den Schriften der Alten finden wir jedoch keine Beweise dafür, im Gegenteil: die Natur des Landes muß der heutigen gleich gewesen sein. Auch im alten Babylonien haben die Verhältnisse den heutigen entsprochen. Wenn die Kulturfläche jetzt vielleicht kleiner ist, so ist das bloß darauf zurückzuführen, daß das einst hochausgebildete Bewässerungssystem im Laufe der Zeiten verfiel und sich die ursprüngliche Wüste wieder ausbreitete. Wir haben diesen Punkt bereits in der Einleitung berührt.

Daß es aber seit der Eiszeit mehrfach Klimaänderungen gab, ersehen wir aus verschiedenen Beweisen. Mit Hilfe der Pollenanalyse[4] kann man zum Beispiel feststellen, welche Baumarten einst in einer bestimmten Gegend vorherrschten, woraus Rückschlüsse auf das jeweilige Klima möglich werden. Es gab eine Reihe von Klimaperioden – wir können hier nicht näher darauf eingehen, sie liegen jedenfalls außerhalb der historischen Zeit –, während derer es nur kleinere Schwankungen gegeben hat, die sich wahrscheinlich auch in den Bereich größerer Klimaänderungen oder -schwankungen einreihen lassen.

XIII. DIE BEEINFLUSSUNG DES KLIMAS DURCH DEN MENSCHEN

Die Klimaänderungen, die sich also größeren Schwankungen unterordnen, bewirken ein fortwährendes Hin- und Herpendeln der Landschaftszonen. Nichts ist beständig auf unserer Erde, alles ist dynamisch[1], und dieser Dynamismus ist es, der zahlreiche Erscheinungen wie das Vorkommen nördlicher Elemente im Süden und südlicher Elemente im Norden erklärt. Nun lassen sich manche Klimaänderungen auch künstlich hervorrufen. Freilich handelt es sich hier einstweilen nur um die Veränderung des örtlichen Klimas; weiter entfernte Gebiete werden nicht betroffen, und noch weniger könnte das Klima der einen Landschaftszone in das einer andern umgewandelt werden. So haben die rücksichtslosen Entwaldungen in den Mittelmeerländern vielleicht zum Vorherrschen eines trockeneren Klimas beigetragen. Auch in Mitteleuropa wird dies der Fall sein, wo sich an Stelle der schattenspendenden Laubwälder Wiesen und Felder ausgebreitet haben. Jetzt versucht man, durch das Anpflanzen von Bäumen und Baumgruppen die nachteilige Wirkung der Entwaldung aufzuheben. Die in einigen Ländern durchgeführten Untersuchungen über den Einfluß des Waldes auf die klimatischen Verhältnisse werfen ein Licht auf diese Probleme.

Eine solche Untersuchung wurde zum Beispiel von Lüdi und Zoller[2] im Kanton Baselland angestellt. Es handelte sich darum, zu ermitteln, in welcher Weise die projektierte Rodung des Hardwaldes das Klima verändern würde. Die Messungen an vier meteorologischen Beobachtungsstationen – eine befand sich im Innern des Waldes, eine andere war 20, die dritte 30 und die vierte 100 Meter vom Waldrand entfernt – ergaben, daß der Wald einen guten Schutz gegen die Nordwinde bietet: die Wirkung des Windes nimmt bis zu 100 Meter Entfernung vom Waldrand und wahrscheinlich auch weiter zu. Ferner hemmt der Wald die Austrocknung, die des starken Windes wegen eintritt. Auf der Südseite des Waldes wird die Temperatur des weiten Feldes in ausgleichender Weise beeinflußt; denn es bestehen wesentliche Unterschiede in der Temperatur des Waldesinnern und der des freien Feldes. Es ist schade, daß wir nicht mehr lokalklimatische Untersuchungen zum Vergleich heranziehen können. Jedenfalls ist eindeutig erwiesen, daß die Rodung des Hardwaldes eine ganze Reihe für den Ackerbau nachträgliche und für die Versteppung günstige Folgen mit sich gebracht hätte.

Ein Aufsatz von Nägeli[3] befaßt sich mit den Windverhältnissen im Bereich von Windschutzstreifen, die in der Rhoneebene liegen und zu

den ältesten Schutzanlagen der Schweiz gehören. Auf der Luvseite dieser Streifen konnte die Abschwächung des Windes in einer Entfernung gemessen werden, die der 5- bis 7-fachen Bestandeshöhe entspricht; auf der Leeseite hingegen erreicht die Breite der Schutzzone den 25- bis 30-fachen Wert der Bestandeshöhe. Auch in lockeren Obstbaumkulturen wurden Windabschwächungen festgetellt, die aber wesentlich geringer sind als bei den eigentlichen Windschutzstreifen: die Windgeschwindigkeit fällt nirgends unter 60%, während das absolute Minimum hinter den dicht geschlossenen Schutzstreifen 24 bzw. 34% der Windstärke im Freiland beträgt. Zwischen mehreren durch Staffelung hintereinander angelegten Windschutzstreifen bei Chur wurde ebenfalls ein Ansteigen von einem Minimum am leeseitigen Rand eines Streifens zu einem Maximum in der Nähe des luvseitigen Randes des nächsten Streifens beobachtet. Um eine ganz gleichmäßige Windverteilung zu erzielen, müßte man die Schutzstreifen in einem Abstand voneinander anlegen, der den dreifachen Betrag der Bestandeshöhe nicht übersteigt. Für die Praxis wäre aber – zumindest in der Schweiz – eine so enge Staffelung nicht tragbar.

Eine andere Arbeit von Nägeli[4] bespricht die Bedeutung solcher Streifen für den Schutz landwirtschaftlicher Kulturen in den verschiedensten Ländern, doch handelt es sich immer um Anlagen mehr örtlichen Charakters, die nicht über das Versuchsstadium hinaus durchgeführt worden sind. Weitere Untersuchungen behandeln den Osten Europas. In Ostpreußen und im Gebiet von Posen könnte nach der Meinung von Emrich[5] die Niederschlagsmenge durch Wiederaufforstung um 12 mm jährlich gesteigert werden. Der Wald verringert auch hier die Windstärke, was aus folgender Zusammenstellung ersichtlich ist:

	Windstärke in m sec	
Höhe über dem Erdboden	Feld	Kiefernwald
3.2	3.7	0.9
2.2	3.3	0.5
0.2	1.8	0.2

Ferner sind, wie weitere Untersuchungen und Berechnungen desselben Verfassers ergeben, die mittleren Maxima und Minima der Temperatur im Walde niedriger als im Felde.

Ähnliche Messungen besitzen wir aus der Gegend der russischen Steppe. Wir haben erwähnt, daß bei der gegenwärtigen Klimaerwärmung eine Verschiebung der Steppenzone gegen den Wald und ein Vordringen der Wüste gegen die Steppe vor sich geht. Die USSR versucht, diesen Prozeß rückläufig zu machen, indem sie die ganze Steppe mit Windschutzstreifen bepflanzt, so daß sie in Rechtecke eingeteilt wird[6]. Dazu kommen noch große und breite, sogenannte staatliche Waldschutzstreifen. Ein jeder von diesen Streifen hat auf die Umgebung den Einfluß, den der Hardwald bei Basel im Kleinen ausübt. Diese großzügigen Aufforstungspläne beruhen auf Versuchen, die der bekannte russische Bodenkundler Dokutschajew in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in der zwischen Wolga und Don gelegenen «Steinernen Steppe» durchführte. Sie wurden nach seinem Tode fortgesetzt. Dabei zeigte sich, daß nach der Anlage von Windschutzstreifen aus Waldbäumen der Boden bedeutend feuchter wird, da der Wald das rasche Ablaufen des Regenwassers in die Täler und Schluchten verhindert und zudem den Schnee aufhält, der sonst von den Winden weggeblasen würde. Die von Osten wehenden trockenen Winde werden abgeschwächt, und die Versteppung, die leicht zur Entstehung einer Wüste führen könnte, wird aufgehalten. Die Probleme werden in zahlreichen Arbeiten russischer Forscher behandelt, bildet doch die Aufforstung der Steppe ein Glied der sogenannten Umwandlung der Natur der USSR[7]. Bei Untersuchungen in der Waldsteppe wurden in 15 bis 20 Meter und 400 Meter Entfernung vom Waldrand große Unterschiede in der Bodenfeuchtigkeit festgestellt. Zwischen den Waldstreifen erhöhten sich die Ernteerträge bedeutend, wie wir der Aufstellung von Potapow über die Verhältnisse in der Umgebung von Rostow am Don entnehmen können:

1936: mittlerer Ertrag an Getreide je Hektar 7 Zentner; im Kolchoz (Kollektivwirtschaft) nach erfolgter Anlage eines Waldstreifens 16 Zentner. Zunahme 129%.

1938: Zunahme des Ertrages 117%.
In den Kriegsjahren 1944 und 1945 betrug die Zunahme nur 39 bzw. 70%.

Die erste der folgenden Tabellen zeigt die Erträge an Getreidearten im Gebiet von Tschkalow (Orenburg) östlich der Wolga: sie sind in einiger Entfernung vom Walde geringer als im Windschutzstreifen. Die zweite Tabelle zeigt die Erträge zwischen den Waldstreifen und in der offenen Steppe in der Versuchsstation der «Steinernen Steppe»:

Kultur und Sorte	Ertrag in Zentnern je Hektar		Zunahme des Ertrages in Zentnern je Hektar
	im Windschutzstreifen	vom Windschutzstreifen entfernt	
Winterweizen	20.7	18.1	2.6
Sommerweizen (weicher)	14.2	12.2	2.9
Sommerweizen (harter)	13.0	10.5	2.5
Hirse	21.8	20.1	1.7
Erbse	21.3	19.7	1.6

Kultur und Sorte	Ernte in Zentnern je Hektar			
	1946		1947	
	im Windschutzstreifen	in offener Steppe	im Windschutzstreifen	in offener Steppe
Winterweizen (hostianum 237)	16.5	8.9	20.3	15.1
Sommerweizen (lutescens 62)	10.6	7.6	20.5	16.3
Hafer (Sowietski)	9.5	6.4	20.1	15.8
Gerste (nutans 187)	–	–	33.7	24.3

Der russische Forscher Chanbekow weist darauf hin, daß die Windschutzstreifen die Erträge der landwirtschaftlichen Kulturen um 15 bis 16% steigern. Der Feuchtigkeitsgehalt der Winde von 11% in der Steppe erhöht sich unter dem Einfluß des Schutzstreifens auf 24%. Im Osten des 80000 Hektar bedeckenden Waldes von Buzuluk beträgt das Jahresmittel der Niederschläge 364 mm, in der Steppe westlich davon sind es jedoch 410 mm.

Als Folge der Aufforstung der Steppe und deren Umwandlung in eine eigenartige, von zahlreichen Waldschutzstreifen durchzogene Kulturlandschaft wird also das Klima verändert, es gleicht sich demjenigen der weiter nördlich verlaufenden Zone der Laubwälder an. Doch soll ein neues, noch großartigeres Programm das Klima auf weite Strecken hin vollständig umwandeln. Wir wissen nicht, ob es wirklich durchge-

führt werden wird und ob es vielleicht schon in Angriff genommen wurde. Es handelt sich um das Projekt des sowjetrussischen Ingenieurs Dawydow[8], worüber in der Presse hin und wieder Einzelheiten veröffentlicht waren. Die klimatischen und Bodenverhältnisse der USSR verhindern eine völlige Ausnutzung der vorhandenen Bodenfläche; denn neben der unfruchtbaren Tundra im Norden gibt es die ausgedehnten Gebiete Zentralasiens, die an übergroßer Trockenheit leiden. Drei mächtige Ströme Sibiriens, die zu den größten der Welt gehören, fließen eigentlich nutzlos ins Eismeer. Dawydow will die Wassermassen des Ob und des Jenissej durch riesige Staudämme abfangen und südwärts in die zentralasiatische Wüste leiten. Ein ungeheurer Stausee, ein Meer von 250000 Quadratkilometern, soll am Ob und ein zweiter, kleinerer am Jenissej entstehen, deren Wasserspiegel so hoch liegen wird, daß das Wasser mittels eines 1000 Kilometer langen Kanals, der dabei noch einen Höhenzug durchbrechen muß, nach Süden in den Aral-See und das Kaspische Meer geleitet werden kann. Hunderttausende von Hektar bisher für den Ackerbau ungeeigneten Bodens sollen durch Berieselung der Landwirtschaft erschlossen werden. Die gewaltigen Wassermassen der Ströme, die in der heißen, trockenen Halbwüste und in der Wüste sogleich verdunsten müßten, würden eine Umwandlung des Klimas hervorrufen: es würde feuchter werden und sich demjenigen des Mittelmeergebietes nähern. Orangen und Zitronen würden dort gedeihen, wo sich bisher nur Wüste ausdehnte.

Bei den vielen unübersehbaren Schwierigkeiten ist es augenblicklich noch fraglich, ob eine Möglichkeit zur Durchführung dieses Planes besteht; sicher wird er aber später einmal in Angriff genommen werden. Und auch an anderen Stellen der Erde, zum Beispiel in Nordafrika und Australien, wo weite Flächen mit Wüste bedeckt sind, wird es mit der Zeit möglich sein, eine von kosmischen Ereignissen unabhängige lokale Klimaänderung durchzuführen. In den USA arbeitet man ebenfalls auf dieses Ziel hin. Die künstlichen Methoden sind jedoch vorderhand nur in den Zonen der Steppen und Wüsten, nicht aber in der arktischen Zone anwendbar. Hier ist es noch nicht gelungen, das Klima zu ändern und zum Beispiel die polare Waldgrenze nach Norden in die Tundra hinein zu verlegen. Eine solche Verschiebung könnte einzig als Folge einer natürlichen Klimaänderung eintreten. Wenn die gegenwärtige Erwärmung andauerte, wäre es durchaus möglich, daß sich die polare Waldgrenze bis zu dem Punkt im Norden vorschöbe, wo sie einst – wie wir schon erwähnt haben – während einer warmen Periode verlief.

Auf Grund unserer Darstellung können wir hinsichtlich der Klimaänderung der Gegenwart folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Messungen der meteorologischen Stationen ergeben eindeutig, daß das Klima während der letzten Jahrzehnte, besonders aber seit ungefähr *1920, wärmer geworden ist.*

2. Beobachtungen an der Pflanzen- und Tierwelt, an der Temperatur des Meeres und dessen Eisbedeckung sowie an der davon abhängigen Schiffahrt in den arktischen Meeren, an den Gletschern, am Wasserstand der Binnengewässer und am Salzgehalt der Ostsee weisen ebenfalls auf eine Klimaänderung hin. Pflanzendecke, Tierwelt usw. sind Elemente der Landschaft. Aus den Veränderungen, die sie erleiden, können wir auf eine Klimaänderung schließen, ohne daß meteorologische Angaben vorliegen.

3. Die Klimaänderung bewirkt eine Verschiebung der ganzen Landschaft. Die Zonen bewegen sich bei einem wärmeren Klima nach Norden und bei einem kälteren nach Süden. Der gegenwärtigen Erwärmung wegen rückt die polare Waldgrenze in die Tundra vor, und Vögel und Pflanzen der Laubwaldzone dringen in die Nadelwaldzone ein. Auch Fische der wärmeren Meere des Südens erscheinen jetzt weit im Norden, wo sie früher nicht vorkamen.

4. Man muß zwischen einer natürlichen und einer künstlichen Klimaänderung unterscheiden. Manche durch den Menschen herbeigeführte Veränderungen in der Landschaft können Klimaänderungen vortäuschen, zum Beispiel das Abholzen der Wälder, die Trockenlegung von Sümpfen oder die Anlage zahlreicher Brunnen, worauf sich der Grundwasserspiegel zu senken beginnt und Erosionserscheinungen auftreten. Durch Windschutzstreifen sowie durch Umleitung von Wasser in die Wüste lassen sich auf künstlichem Wege Klimaänderungen hervorrufen.

5. Wenn die Klimaänderung einsinnig andauert und dann von einer entgegengesetzten Änderung abgelöst wird, sprechen wir von einer Klimaschwankung. Ob die gegenwärtige Änderung den Teil einer größeren oder kleineren Schwankung ausmacht, wissen wir nicht. Es hat aber – wie die Pollenanalyse beweist und aus den Überresten einerseits einer südlichen Vegetation in höheren Breiten sowie anderseits nördlicher Pflanzen im Süden ersichtlich ist – seit dem Ende der Eiszeit größere Klimaschwankungen, das heißt wärmere und kältere Perioden, gegeben. Innerhalb dieser größeren Schwankungen gibt es kleinere und kleinste, kaum bemerkbare, die sich ihnen unterordnen.

6. Die Ursache der Klimaänderung liegt in Änderungen der Stärke der

Luftzirkulation, auf Grund derer größere oder geringere Mengen warmer Luft von niederen Breiten in höhere strömen. Bei Schwankungen der Luftzirkulation werden Schwankungen des Klimas hervorgerufen, und diese wiederum rufen Verschiebungen in den Landschaftszonen und Änderungen ihrer Elemente hervor.

7. Es lassen sich keine Voraussagen über die Dauer der gegenwärtigen Klimaänderung machen. Sollte sie indessen lange währen, würde eine Verschiebung und Umwandlung der Landschaftszonen eintreten. Die polare Waldgrenze und mit ihr die ganze Zone des Nadelwaldes könnte bis zu der Grenze vorrücken, wo sie früher einmal im postglazialen Klimaoptimum verlief, und die Zonen des Laubwaldes würden dann einen Teil des jetzt von Nadelwald bestandenen Gebietes einnehmen. Die Gletscher der Alpen verschwänden und an deren Stelle erhöbe sich ein Gebirge der mediterranen Zone ohne Vergletscherung. Die großen Ströme müßten einen Teil ihres Wassers verlieren und unbedeutenden Flüssen Platz machen usw. – Folgen von einem Ausmaß, wie man sie sich nicht vorstellen kann und die zu bekämpfen der fortschrittliche menschliche Geist mit künstlichen Methoden vielleicht imstande sein wird.

ANMERKUNGEN

I. Einleitung

1 A. Wagner, *Klimaänderungen und Klimaschwankungen*, Braunschweig 1940 (grundlegend, mit zahlreichen Literaturangaben).
2 V. Auer, «Polardämon und Klimaverbesserung», *Terra* 53, Helsingfors 1941 (finnisch mit deutscher Zusammenfassung).
3 So mußte die Eidgenössische Meteorologische Zentralanstalt in Zürich aus der Stadt an eine freiere Stelle des Zürichberges verlegt werden.
4 Fairfield Osborn, *Unsere geplünderte Erde*, Zürich 1950.
5 Die Literatur über die Erosion und ihre Folgen, auch über die Bekämpfung der Erosion, ist so umfangreich, daß wir nicht näher darauf eingehen können. Die Erosion auf der ganzen Erde, also nicht nur in den USA, behandelt u. a. Raymond Furon, *L'Erosion du sol*, Paris 1947.
6 In den USA existiert darüber viele Literatur.
7 Siehe die ausgedehnte Literatur zu diesem Thema in russischer Sprache, ferner auch E. P. Korowin, *Die Vegetation Zentralasiens und des südlichen Kazachstan*, Moskau und Taschkent 1934 (russisch).
8 Siehe C. Regel, in *Prisma* 1949.
9 E. G. Mariolopoulos, *Etude sur le climat de la Grèce*, Précipitation, Stabilité du climat depuis les temps historiques, Paris 1925.
10 Siehe z. B. C. Regel, in *Atlantis* 1949 und *Umschau* 1949, sowie die ungeheure Literatur in russischer Sprache.
11 Siehe auch *Umschau* 1951.

II. Das Klima

1 Wir entnehmen diese Daten dem bekannten Buch *Klimaänderungen und Klimaschwankungen* von A. Wagner, 1940.
2 Siehe E. Tichomirow in *Problemy Arktiki* 1938 und C. Regel, «Klimaänderung und Vegetationsentwicklung im eurasiatischen Norden», *Österreichische Botanische Zeitschrift* 96, 1949.
3 Siehe bei Leo Lysgaard, «Recent Climatic Fluctuations», *Folia geographica danica* V, Kopenhagen 1949.
4 Siehe R. Scherhag, «Die Erwärmung der Arktis», *Journal du Conseil* XII, Kopenhagen 1937.
5 Siehe Lysgaard l.c.
6 Siehe Lysgaard l.c.
7 Siehe bei Wagner l.c.
8 Johannson bei Wagner l.c.
9 Ebenda.
10 Siehe bei Wagner l.c.
11 Siehe Wagner l.c.
12 P. N. Adamow, «Kälte in Südsibirien und im Iran im Januar», *Priroda* 1950; 2 Moskau (russisch).
13 Siehe *Weather Record* 1949.
14 Siehe Wagner l.c.
15 Siehe Axel Wallén, *Om kalla vintrar i Europa-Ymer* 49, Stockholm 1929; ferner P. N. Adamow, l.c.
16 Siehe Lysgaard l.c.
17 Siehe Wagner l.c.

18 Siehe Lysgaard l.c.
A Bibliography of Scientific Papers on Climatic Variations, Lwów 1938 (International Geographical Union. 254 Seiten, 4153 Titel), konnte nicht benutzt werden.

III. Die Landschaft

1 Siehe hierüber u. a. C. Regel, «Landschaft und Pflanzenverein», *Geographica Helvetica*, Bern 1949, wo die weitere Literatur angegeben ist.
2 Siehe u. a. C. Regel, *Dynamik von Klima und Pflanzendecke in Nordeuropa*, Veröffentlichungen des Geobotanischen Forschungsinstituts Rübel, Zürich 1950.
3 Die u. E. beste Darstellung der Landschaftszonen finden wir bei L. Berg, *Natural regions of the USSR*, New York 1950, sowie in der weit ausführlicheren russischen Ausgabe dieses Werkes.
4 Siehe C. Regel 1949 und 1950 l.c.
5 Die Lehre von der Zusammensetzung der Flora eines Landes aus verschiedenen Elementen spielt in der modernen Pflanzengeographie eine immer wichtigere Rolle. In der Schweiz hat sich damit u. a. Frau Marie Jerosch eingehend beschäftigt: *Geschichte und Herkunft der schweizerischen Alpenflora*, Leipzig 1903.
6 Damit befaßt sich besonders das Projekt des sowjetrussischen Ingenieurs Dawydow, der das Wasser des Ob und des Jenissej mittels eines gigantischen Kanals in den Aralsee und das Kaspische Meer zu leiten gedenkt (siehe S. 123f).

IV. Die Vegetation

1 Einige Forscher heben jedoch das Schlagen von Bäumen als ausschlaggebenden Faktor für den Verlauf der Waldgrenze hervor. Siehe weiter unten.
2 Siehe hierüber A. Schrenk, *Reise nach dem Nordosten des europäischen Rußlands. Durch die Tundren der Samojeden zum Arktischen Ural*, I, Dorpat 1848; A. v. Middendorf, *Sibirische Reise*, St. Petersburg 1864; I. Tanfiljew, «Durch die Tundren der Timan-Samojeden», *Izwest. Kaiserl. Geogr. Gesellsch.* XXX, St. Petersburg 1894 (russisch und deutsch); R. Pohle, «Pflanzengeographische Studien über die Halbinsel Kanin und das angrenzende Waldgebiet», *Acta Horti Petrop.* XXI, St. Petersburg 1911; «Wald- und Baumgrenze in Nordrußland», *Zeitschr. Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin 1917; C. Regel, «Die Vegetationsverhältnisse der Halbinsel Kola», *Repert. spec. nov. regni veget.*, Beiheft LXXXII, Berlin/Dahlem 1941.
3 V. Cheloudiakova, «Végétation du bassin de l'Indighirka», *Sovietsk. botanik*, Moskau-Leningrad 1937 (russisch).
4 A. Grigorjew, «Poljarnyje granitzy drewesnoi rastitelnosti w Bolschesemelskoj i nekotorych drugich tundrach», *Semlewedenije* 26, Moskau 1924 (russisch); L. Aario, *Über die Wald- und Klimaentwicklung an der lappländischen Eismeerküste in Petsamo*, Annales Botan. Soc. Bot. Zool. Fennicae «Vanamo» 19, 1, Helsingfors 1943.
5 L. Tjulina, «Lesnaja rastitelnost Chatangskogo rajona u jeje sewernogo predela», *Trudy arkt. Inst.* LXIII, 5-6, Leningrad 1937 (russisch).
6 R. F. Griggs, «The edge of the forest in Alaska and the reasons for its position», *Ecology* 15, Brooklyn 1934.

7 Siehe ferner Regel 1949 l.c.

8 A. Renvall, *Die periodischen Erscheinungen der Reproduktion der Kiefer an der polaren Waldgrenze*, Helsingfors 1912.

9 Siehe T. P. Nekrasowa, «Reprodukcija jeli na Kolskom sewere», *Botan. Journal* XXXIII, 2, Moskau-Leningrad 1948 (russisch).

10 A. O. Kihlman, «Pflanzenbiologische Studien aus Russisch-Lappland», *Acta Soc. Fauna et Flora Fennica* 6, 3, Helsingfors 1890; C. Regel 1941 l.c.

11 Siehe V. Kujala, «Untersuchungen über den Bau und die Keimfähigkeit von Kiefern- und Fichtensamen in Finnland», *Commun. ex Instituto quaest. forest Finlandiae editae* 12, Helsingfors 1927; Heikinheimo, «Die Waldgrenzwälder Finnlands und ihre künftige Nutzung», *Commun. ex Instituto quaest. forest. Finlandiae editae* 4, Helsingfors 1921.

12 H. Brockmann-Jerosch, *Baumgrenze und Klimacharakter*, Zürich 1919.

13 I. Hustich, «Trädens tillväxt i söder or norr i relation till den senaste klimafluktuationen», *Terra* 60, 2, Helsingfors 1948.

14 Siehe L. Aario 1943 l.c.

15 I. Hustich hat diesen Fragen eine ganze Reihe von Arbeiten gewidmet. Außer den schon angeführten siehe noch: «On the correlation between growth and the recent climatic fluctuations. Glaciers and climate», *Geografiska Annaler*, Stockholm 1949; «Anteckningar om Tallen, Tallgränsen vid Saltaluokta i Lule Lappmark», *Memor. Soc. Fauna et Flora Fennica* 24, Helsingfors 1948.

16 Siehe C. Regel, «Zur Klimaänderung der Gegenwart», *Experientia* VIII, Basel 1952.

17 Siehe C. Regel, «Die Reliktenvereine der Arktis. Die Moore von Nowaja Semlja», *Beitr. Biol. Pflanzen* 20, Breslau 1932.

18 G. I. Galazij, «Wertikalnij predel lesa w Wostotschnoj Sibiri i jego Dinamika», *Geobotanika* IX, Moskau-Leningrad 1954.

19 Siehe z. B. Blüthgen, «Die polare Waldgrenze in Lappland», *Veröffentl. Deutsch. Wissensch. Institut Kopenhagen*, Reihe I, *Arktis* 10, Berlin 1942, sowie C. Regel 1949 und 1950 l.c., wo weitere Literatur angeführt ist.

20 Siehe E. Romer, «Oceanizacija klimatu», *Przegląd Geograficzny* XXI, 12, Warschau 1947.

21 J. Braun-Blanquet, «Die Vegetation des Piz Languard, ein Maßstab für Klimaänderungen», Station Intern. Géobot. Médit. et Alpine. Montpellier. Communication Nr. 124, *Svensk Botan. Tidskrift* 49, Uppsala 1955.

22 Siehe Erkamo in *Luonnon Xstävä*, Helsingfors 1945 (finnisch).

23 Siehe I. Hustich, «Det nordfinska utveckling och arliga produktionsvariationer», *Fennia* 69, 2, Helsingfors 1945.

24 I. Hustich, «On Variations in Climate, in Crop of Cereals and in Growth of Pine in Northern Finland 1890–1939», *Fennia* 70, 2, Helsingfors 1947.

25 Siehe hierüber A. Wagner 1940 l.c. sowie L. Hustich, «The radial growth of pine as a climatical measure», *Terra* 53, Helsingfors 1941; «The Scotch Pine in northermost Finland and its dependence on the climate in the last decades», *Acta Botan. Fenn.* 42, Helsingfors 1948. Ferner B. Huber, «Die Jahresringe der Bäume als Hilfsmittel der Klimatologie und Chronologie», *Die Naturwissenschaften* 1948, wo weitere Literatur angegeben ist; W. S. Glock, «Principles of tree ring analysis», *Carn. Instit. of Washington* 486, 1937.

26 Edmund Shulman, «Tree-Ring Evidence, for Climatic Changes», *Climatic Change. Evidence Causes and Effects,* hg. von Harlow Shapley. Cambridge 1953.

27 Siehe L. Aario, «Polardämon und Klimaverbesserung», *Fennia* 53, Helsingfors 1941; A. Brandt, «Über den Einfluß des Klimas auf die Pflanzendecke der Moore», *Terra* 60, Helsingfors 1948.

28 Siehe die reiche Literatur über die Torfhügel, u. a. auch V. Auer, «Untersuchungen über die Waldgrenzen und Torfböden in Lappland», *Commun. ex Instituto quaest. forest. Finlandiae editae* 12, Helsingfors 1927.

29 Siehe C. Regel 1950 l.c.

V. Die Tierwelt

1 O. Kalela, «Zur Ausbreitungsgeschichte der Vögel vegetationsreicher Seen», *Annales Academiae Scientiarum Fennicae,* Series A IV, *Biologica,* Helsingfors 1946; «Changes in Geographic Ranges in the Avifauna of Northern and Central Europe in Relation to Recent Changes in Climate», *Bird Banding* 20, 2, April 1949. In diesen Arbeiten wird weitere Literatur angeführt.

2 A. S. Jensen, «Concerning a Change of Climate during Recent Decades in the Arctic and Subarctic Regions, from Greenland in the West to Eurasia in the East, and Contemporary Biological and Geophysical Changes», *Det Kgl. Danske Videnskabernes Selskab Biolog. Meddels.* XIV, 8, Kopenhagen 1939, wo weitere Literatur angegeben wird.

3 L. Berg, «Rezente Klimaschwankungen und ihr Einfluß auf die geographische Verbreitung der Seefische», *Zoogeographica* 3, 1, Jena 1935.

4 Die Ende der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts in Alexandrowsk am Ausgang des Kola-Fjordes gegründete Biologische Station bestand bis über den ersten Weltkrieg hinaus. Sie soll aber jetzt versetzt worden sein. Der Kola-Fjord ist daher verhältnismäßig gut erforscht worden. Mit der Untersuchung der Barents-See beschäftigte sich die vor dem ersten Kriege bestehende Murman-Expedition, deren Leiter der bekannte Polarforscher Leonid Breitfuß war. Die Untersuchungsergebnisse sind in zahlreichen Schriften veröffentlicht worden.

5 Siehe N. M. Knipowitsch, «Hydrologie und Fischerei», *Explorations des Mers de l'URSS* II, 1930; «Rasche Veränderungen hydrologischer und biologischer Verhältnisse im Barents-Meer», *Bull. Commission pour l'Etude du quartaire* 1931, 3, Leningrad.

6 In Disko an der Westküste Grönlands besteht seit 1906 die Dänische Arktische Station.

7 Siehe Jensen 1939 l.c.

VI. Die Böden

1 Die Polygonböden sind durch ihre flecken- oder netzartige Anordnung der Vegetation charakterisiert. Sie kommen nicht nur im Norden, sondern auch in den höchsten Regionen der Alpen vor. Aus der reichen Literatur darüber siehe z. B. C. Regel, «Pflanzensoziologische Studien aus dem nördlichen Rußland», I, Die Fleckentundra von Nowaja Semlja, *Beitr z. Biol. d. Pflanzen,* Breslau 1932.

2 Siehe B. Tichomirow in einem in russischer Sprache erschienenen Aufsatz in *Priroda,* 1948, 1, Moskau.

3 Die Literatur über das Bodeneis ist sehr ausgedehnt, besonders diejenige in russischer Sprache, da ja das Bodeneis in Sibirien sowohl in der Tundra als auch in der Nadelwaldzone ungeheure Gebiete bedeckt. Siehe auch Jensen 1939 l.c.

VII. Die Temperatur des Meereswassers

1 Wir folgen hier in der Hauptsache der Darstellung von A. S. Jensen, «Concerning a Change of Climate during Recent Decades in the Arctic and Subarctic Regions from Greenland in the West to Eurasia in the East and Contemporary Biological and Geophysical Changes», *Kgl. Danske videnskab. Selskab. Biolog. Meddel.* XIV, 8, Kopenhagen 1939.
2 Siehe Iwersen bei Jensen 1939 l.c.
3 Siehe Knipowitsch nach Jensen 1934 l.c.
4 Siehe das in russischer Sprache erschienene Buch von N. N. Zubow, *Die Eisbedeckung der Arktis*, Moskau 1945.
5 L. Berg, in *Zoogeographica* 3, 1935.
6 Tambowtzew in *Priroda* 38, 10, Moskau 1949.
7 Siehe Wagner 1940 l.c. und Jensen 1939 l.c.
8 Siehe Sverdrup bei Jensen 1939 l.c.
9 Siehe Jakhselln in Jensen 1939 l.c.
10 Schokalski nach Jensen 1939 l.c.
11 Lauge Koch, «The East Greenland Ice», *Meddel. om Grönland* 130, 13, Kopenhagen 1945.
12 Siehe Wagner 1940 l.c.
13 L. Breitfuß, «Eiszustand des Barentsmeeres in den Jahren 1895 bis 1925», *Arktis* 1, 3–4, 1928.
14 Scherhag nach Wagner 1940 l.c.
15 Siehe Zubow l.c.
16 Siehe Ahlmann.
17 Neben dem klassischen Werk von Nansen, Nebelheim, Lauge Koch 1945 l.c. gibt es zahlreiche andere Arbeiten, die sich mit den normannischen Kolonien in Grönland befassen.
18 W. Werenskiöld, «De Norske Bygders Undergang», *Norsk Geogr, Tidsskrift* X, 1944.
19 Siehe unter anderem die Artikel in den *Izwestija* Bulletin des Unions Geogr. Institutes in Leningrad und Russkije poljarnyje morechody XVII weka u beregow Taimyra. Moskau-Leningrad 1948.
20 Siehe besonders die Arbeiten von L. Breitfuß.
21 N. N. Zubow, «The Circumnavigation of Franz Josef Land», *The Geograph. Review* XXIII, New York 1933.
22 Siehe darüber vor allem Zubow 1945 l.c., wo auch viel Literatur angegeben ist.
23 Die Nachrichten über die Antarktis sind sehr spärlich und zerstreut.

VIII. Der Wasserstand der Binnengewässer

1 L. K. Dawydow, *Der Wasserhaushalt der Flüsse der USSR, dessen Schwankungen und die Beeinflussung durch physisch-geographische Faktoren*, 1947 (russisch).
2 I. W. Moltschanow, *Der Onega-See*, 1946 (russisch).

3 E. Brückner, *Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit*, Geogr. Abh. 4/2, Wien 1890.

4 L. Berg, «Urowenj Kaspiskogo morja za istoritscheskoje wremja», *Probleme der Phys. Geographie* I, 1934. Ein niedriger Wasserstand des Kaspischen Meeres wurde unter anderem Ende des 17. und in den ersten Jahrzehnten des 18. Jahrhunderts beobachtet. «Um diese Zeit», so heißt es bei Berg, «war auch die Ostküste Spitzbergens weniger durch Eis blockiert als später, so daß sie von Jägern aufgesucht werden konnte.» Berg weist auf den Zusammenhang zwischen beiden Ereignissen hin. Über die Schwankungen des Spiegels des Kaspischen Meeres siehe ferner folgende u. a. unlängst erschienene Arbeiten: K. Markow in *Woprosy*, 1950, 21 (russisch); S. Haller, ebenda 15; D. Tugolesow in *Bull. Ac. Sciences USSR, Série géol.* 6, 1948.

5 A. Mirtsching, «Neue Projekte der Regulierung der Wasserbilanz des Kaspischen Meeres und für die Bewässerung von Russisch-Mittel-Asien», *Erdkunde* V, 1, 1951.

6 Siehe Wagner 1940 l.c.

7 Wagner l.c.

8 M. Rykatschew, «Über Auf- und Zugang der Gewässer im Russischen Reich», II, Suppl.-Band zum *Repert. der Meteorologie*, 1887.

9 Sokolow, «Verkürzung der Dauer der Eisbedeckung im Zusammenhang mit der Klimaerwärmung», *Priroda* 44, Moskau 1955 (russisch).

IX. Der Salzgehalt der Ostsee und deren Fauna

1 Näheres hierüber siehe bei I. I. Nikolajew, «Biologische Merkmale des höheren Salzgehaltes der Ostsee», *Priroda* 5, 1950 (russisch), wo auch die übrige Literatur angeführt ist.

2 H. Alander, «Renewal of the Fish Stocks by Transport from the Kattegatt», *Annal Biol.* IV, 1947.

3 Siehe Nikolajew 1950 l.c.; E. Lisitzin, «On the Salinity in the Northern Part of the Baltic», *Fennia* 70, 5, 1948; «The Increase of the Salinity along the Coast of Finland since 1940», *Fennia* 71, 2, 1949; N. Simojoki, «On the Temperature and Salinity of the See in the Vicinity of the Bogskär Lighthouse in the Northwestern Baltic», *Soc. Scient. Fennica, Comm. Phys.-Math.* XIII, 7, 1946.

4 Siehe darüber Nikolajew 1950 l.c., ferner die zahlreichen Angaben in *Annales Biologicae.*

5 J. Hela, «On the occurrence of the jellyfish, Aurelia aurita, on the South Coast of Finland», *Archiv. Soc. Zool. Bot. Fenn.* 6, 1, 1951.

X. Die Gletscher

1 H. Ahlmann veröffentlichte zahlreiche Arbeiten über das Verhalten der Gletscher und die Klimaschwankungen, die hauptsächlich in den *Geografiska Annaler* (Stockholm) erschienen sind.

2 Die weiteren Ausführungen beruhen hauptsächlich auf der Darstellung von C. E. P. Brooks, «Post-glacial Climatic Changes in the Light of Recent Glaciological Research», *Geografiska Annaler* XXXI, und *Glaciers and Climate*, 1949.

3 H. W. -son Ahlmann, «Studies in North-East Greenland», *Geografiska Annaler* XXIII und XXIV, 1941 und 1942; ferner G. Alex R. Glen, «The Glaciology of North East Land», *Geografiska Annaler* XXI, 1939.

4 H. W. -son Ahlmann, «Den nutida klimafluktionen och dess utforskande» *Norsk Geogr. Tidsskrift* 11, 1947.

5 Siehe Ahlmann, *Geografiska Annaler.*

6 J. Eythorsson, «Temperature Variations in Iceland», *Geografiska Annaler* XXXI, 1949.

7 H. W. -son Ahlmann und Sigurdur Thorarinsson, «Vatnajökull. Scientific Result of the Swedish-Icelandic Investigation 1936/37/38», *Geografiska Annaler* XXI, XXII und XXV, 1939, 1940 und 1943.

8 Walter Schytt, «Glaciologiska arbeten Kebnekaise», *Ymer*, 67, 1947.

9 C. Wallén, «Glacial-meteorological Investigations on the Kårsa Glacier in Swedish Lappland 1942–1948 »,*Geografiska Annaler* XXX, 3–4, 1948.

10 H. W.-son Ahlmann und Th. Lindblad, «Die Größenveränderungen des Kårsajökuls in Schwedisch Lappland während der Jahre 1909–1939», *Geografiska Annaler* XXII, 1940.

11 H. Werenskiöld, «The Styggedal Glacier in Jotunheim Norway», *Geografiska Annaler* XXII, 1940; «Researches in Snow and Ice, 1917–1940», *Geograf. Journal* CVII, 1946. Siehe auch die Bilder in der *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* II, 1, 1952.

12 W. Lüdi, *Besiedlung und Vegetationsentwicklung auf den jungen Seitenmoränen des Großen Aletschgletschers, mit einem Vergleich der Besiedlung im Vorfeld des Rhonegletschers und des Oberen Grindelwaldgletschers,* Veröffentlichungen des Geobotan. Forschungsinstituts Rübel, 1945.

13 Siehe R. Streiff-Becker, «Der Glärnisch-Gletscher», *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Ges. in Zürich* 24, 1949; «Glarner Gletscherstudien», *Mitteilungen der Naturforschenden Ges. des Kantons Glarus,* VI, 1939.

14 Siehe R. Streiff-Becker, «Der Claridenfirn», *Die Alpen* X, 1934; *Beitrag zur Gletscherkunde*. Forschungen am Claridenfirn im Kanton Glarus, Denkschriften der Schweiz. Naturforschenden Ges. LXXV, 2, 1943. Wir verdanken R. Streiff-Becker zahlreiche weitere Arbeiten über die Gletscher der Alpen, die in der *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich,* in der *Zeitschrift für Gletscherkunde* und in *Die Alpen* veröffentlicht worden sind.

15 H. Klenk, «Gletscherschwund im Berninagebiet», *Geographische Rundschau* 7, 1953. Siehe auch Gensler, «Hundert Jahre Firnschwund, dargestellt speziell am Beispiel der Berninagruppe», *Jahresb. Naturf. Gesellsch. Graubünden* LXXXIV, 1952/53.

16 O. Lütschg, *Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge,* Zürich 1926.

17 O. Stolz, «Anschauungen und Kenntnisse des Hochgebirges vor dem Erwachen des Alpinismus», *Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins,* 1928.

18 S. Thorarinsson, «Present Glacier Shrinkage and Eustatic Changes of Sea Level», *Geografiska Annaler* XXII, 1940.

19 Über die Gletscher der USSR siehe u. a. das in russischer Sprache geschriebene Buch von S. W. Kalesnik, *Gornyje lednikowyje rajony USSR,* Leningrad-Moskau 1937.

20 Siehe H. Kinzl bei Wagner l.c.

21 R. Finsterwalder, «Die Gletscher des Nanga Parbat», *Zeitschrift für Gletscherkunde* 25, 1937.

22 Wagner l.c.
23 Brooks 1950 l.c.
24 Man darf freilich das Schwinden der Weinreben nicht nur auf eine Klimaänderung zurückführen; hier spielen auch wirtschaftliche Verhältnisse eine Rolle (vgl. S. 13f.).
25 R. von Klebelsberg, *Handbuch der Gletscherkunde*, I–II, Wien 1948.

XI. Die Ursache der Klimaänderungen

1 Wagner 1940 l.c.
2 Alexander Kosiba, «The contemporary Climatic Oscillations», *Czasopismo Geograficzne* XX, 1949.
3 *Climatic Change. Evidence, Causes and Effects*, hg. von Harlow Shapley, Cambridge 1953. Siehe auch Gregory Stanley, «Climate Classification and Climatic Change», *Erdkunde* VIII, 1945; S. P. Mochrow, «Klimaschwankungen und das Klima der Gegenwart», *Priroda* 45, 1, Moskau 1956 (russisch).

XII. Klimaänderung, Klimaschwankung und geschichtliche Ereignisse

1 E. Brückner, *Klimaschwankungen seit 1700*, Wien 1890.
2 Siehe u. a. Brooks 1950.
3 Ekholm bei Wagner 1940 l.c.
4 Über die Pollenanalyse und pollenanalytische Methode gibt es ungeheuer viel Literatur. In der Schweiz beschäftigt sich damit vor allem Dr. W. Lüdi in Zürich.

XIII. Die Beeinflussung des Klimas durch den Menschen

1 Siehe z. B. Regel, *Dynamik von Klima und Pflanzendecke in Nordeuropa*, Veröffentlichungen des Geobotan. Forschungsinstituts Rübel, 1950.
2 W. Lüdi und H. Zoller, *Über den Einfluß der Waldnähe auf das Lokalklima*, Veröffentlichungen des Geobotan. Forschungsinstituts Rübel, 1949.
3 W. Nägeli, «Untersuchungen über die Windverhältnisse im Bereich der Windschutzstreifen», *Mitteilungen der Schweiz. Anstalt für das forstliche Versuchswesen*, 1941.
4 W. Nägeli, «Über die Bedeutung von Windschutzstreifen zum Schutze landwirtschaftlicher Kulturen», *Schweiz. Zeitschrift für Forstwesen*, 1941; «Weitere Untersuchungen über die Windverhältnisse im Bereich von Windschutzstreifen», *Mitteilungen der Schweiz. Anstalt für das forstliche Versuchswesen*, 1946.
5 K. Emrich, «Las i klimat», *Wszechswiat* 3, 1949.
6 Die Literatur über die Wiederaufforstung der Steppe ist sehr umfangreich und vorzugsweise in russischer Sprache verfaßt. Einen ausgezeichneten Überblick gibt Erwin Buchholz, «Der Kampf gegen die Dürre in der Sowjetunion», *Mitteilungen der Bundesanstalt für Forst- und Holzwirtschaft* 12, 1950. Weiter J. Siegel, «Aufforstungspläne im europäischen Teil der Sowjetunion», *Beih. für Erdkunde* 2, 1949; W. Leimbach, «Die neuen Schutzwaldstreifen in der Sowjetunion», *Zeitschrift für den Erdkundeunterricht* I, 3, 1949; «Dürrebekämpfung in der Sowjetunion», *Umschau* 49, 2, 1949; ferner C. Regel in *Atlantis* 1950.

Die langjährige Beschäftigung mit den Vegetationsverhältnissen im Norden Europas und Asiens hat dem Verfasser dieses Buches ein reiches und wertvolles Material zugetragen, das auf eine Klimaänderung unserer Erde hinweist. Insbesondere ist es das in den letzten Jahrzehnten beobachtete Vorrücken der polaren Waldgrenze, das diese Feststellung bekräftigt; zahlreiche weitere Tatsachen stehen damit in Übereinstimmung.

In seiner fesselnden, jedermann zugänglichen Darstellung bietet Constantin von Regel (Professor an der Universität Graz) eine Einführung in all die vielfältigen Probleme, die sich bei dem Thema «Klimaänderung der Gegenwart» ergeben, wie die Einwirkung auf das Landschaftsbild, die Vegetation und Tierwelt, auf die Gletscher, die Binnengewässer und Meere.

Obwohl sich keine sicheren Voraussagen über Außmaß und Dauer dieser Klimaänderung machen lassen, ist es von hohem allgemeinem Interesse, ihre Auswirkungen ins Auge zu fassen: nach der Verschiebung der polaren Waldgrenze würde die ganze Zone des Nadelwaldes vorrücken und ihrerseits durch die Zone des Laubwaldes ersetzt werden; statt der vergletscherten Alpen erhöbe sich ein Gebirge der mediterranen Zone, und die großen Ströme würden zu unbedeutenden Flüssen – «Folgen von einem Ausmaß (wie der Autor seine Darlegungen abschließt) wie man sie sich nicht vorstellen kann und die zu bekämpfen der fortschrittliche menschliche Geist mit künstlichen Methoden vielleicht imstande sein wird.»

7 Weitere Angaben finden sich u. a. bei V. Bodrov, «Influence of Shelter-Belts on the Microclimate of Adjacent Territories», *Rep. Scient. Instit. of Forestry and Reclamation*, Moskau-Leningrad 1936 (russisch). Eine eigene *Wald und Steppe* benannte, in einer Auflage von 25000 Exemplaren erscheinende Zeitschrift, die von der Hauptverwaltung für Aufforstung am Ministerkomitee der USSR herausgegeben wird, enthält zahlreiche diese Fragen behandelnde Aufsätze.

8 W. A. Dawydow, «Der Ob wird in das Kaspische Meer münden», *Bull. Akad. Wissensch.*, Geolog. Secie, 6, 1949.

Nachtrag

Nach Abschluß des Manuskriptes ist in Finnland das grundlegende Buch von V. Erkamo erschienen: *Untersuchungen über die pflanzensoziologischen und einige andere Folgeerscheinungen der neuzeitlichen Klimaschwankung in Finnland*, Annales Botanici Societatis Zoologicae Botanicae Fennicae «Vanamo», Band 28, No. 3. Diese Arbeit konnte nicht mehr verwertet werden. Erkamo stütz sich in seinen Untersuchungen auf eine umfangreiche, vor allem finnische, Literatur und kommt ebenfalls zum Ergebnis eines grundlegenden Einflusses der neuzeitlichen Klimaschwankung, die er ikasäonisch, d. h. auf das 20. Jahrhundert bezüglich, nennt und die ihren Gipfel seiner Meinung nach in den dreißiger Jahren erreicht hat, vor allem auf die Pflanzenbiologie. Doch werden auch andere Erscheinungen behandelt, zum Beispiel die Schwankungen der Eis- und Temperaturverhältnisse in der Ostsee, die Schwankungen des Salzgehaltes und der Einfluß der Klimaschwankung auf die menschliche Wirtschaft. Wenn es sich im gegebenen Falle wirklich um eine Klimaschwankung handelt, so müßte unser Buch nicht von Klimaänderungen sprechen, sondern von Klimaschwankungen.